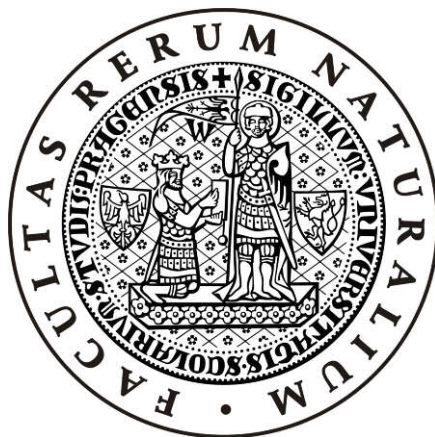


UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky

Effect of vegetation on snow accumulation and snow melt

Bakalářská práce

Hana Pevná

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha 2010

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citovala.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Praze dne 20. května 2010

.....

Hana Pevná

Poděkování

Na tomto místě bych chtěla poděkovat vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za vedení práce, cenné rady, připomínky k práci a poskytnutá data.

Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky

Abstrakt:

Bakalářská práce se zabývá problematikou vývoje sněhové pokrývky a analýzou vlivu fyzicko-geografických faktorů na její fyzikální vlastnosti a charakteristiky. Výsledky publikované v odborné literatuře jsou porovnávány s výsledky získanými na základě měření v experimentálním povodí horní Bystřice v Krušných horách během zimy 2009/2010. V práci je porovnáván vývoj sněhové pokrývky pro skutečný krajinný pokryv, les a otevřené plochy. Z rešerše odborné literatury a z výzkumu prováděného v Krušných horách vyplývá, že vegetace výrazně ovlivňuje akumulaci a především tání sněhové pokrývky. Proces akumulace je v lese ovlivňován intercepací sněhových srážek v korunách stromů. Tání sněhu je v lesním prostředí zpomalováno pohlcováním a odražením slunečního záření v korunách stromů. Práce na příkladu vybraného povodí ukazuje, že na volných plochách roztaje sníh dříve než v lesním porostu.

Klíčová slova: sněhová pokrývka, vodní hodnota sněhu, vegetace, Krušné hory

Effect of vegetation on snow accumulation and snow melt

Abstract:

This bachelor thesis analyzes the impact of physical-geographic factors on the physical properties and characteristics of the development of snow cover. Results published in the literature are compared with those obtained from experimental measurements in the upper Bystřice River basin in the Ore Mountains during the winter 2009/2010. The paper compares the evolution of snow cover for the actual land cover, forest and open areas. The research of literature and research conducted in the Ore Mountains proved that vegetation significantly affects accumulation and melting of the snow. The process of accumulation in the forest is influenced by snowfall interception in the treetops. Melting snow in a forest area slowed absorption and reflection of sunlight in the treetops. The bachelor thesis demonstrates that in the open areas the snow melted faster than in the forest growth.

Keywords: snow cover, snow water equivalent, vegetation, Ore Mountains

OBSAH:

1	Úvod.....	6
1.1	Cíle práce.....	6
1.2	Struktura práce	6
2	Současný stav poznatků o sněhové pokrývce	7
2.1	Úvod.....	7
2.2	Fyzikální vlastnosti a charakteristiky sněhu.....	7
2.2.1	Tvar a velikost krystalických jader	7
2.2.2	Hustota sněhu	8
2.2.3	Vodní hodnota sněhu.....	8
2.3	Procesy probíhající ve sněhové pokrývce	9
2.3.1	Energetická bilance sněhové pokrývky.....	9
2.3.2	Vznik srážek.....	10
2.3.3	Vývojové fáze sněhu	10
2.3.4	Výpar ze sněhu a ledu	11
2.3.5	Kondenzace	11
2.3.6	Odtok do půdy	12
2.4	Vliv fyzicko-geografických faktorů na akumulaci a tání sněhu	12
2.4.1	Uhrn srážek a teplota vzduchu	12
2.4.2	Solární radiace.....	13
2.4.3	Vítr	13
2.4.4	Nadmořská výška	14
2.4.5	Expozice a sklon.....	16
2.4.6	Vegetace	17
2.5	Zimní povodně	21
2.5.1	Kategorie zimních povodní	21
2.5.2	Zimní povodně v Krušných horách	22
3	Materiál a metody.....	23
3.1	Fyzicko-geografická charakteristika povodí horní Bystřice	23
3.1.1	Geografická poloha	23
3.1.2	Geologická stavba	23
3.1.3	Geomorfologie	24
3.1.4	Půdy.....	25
3.1.5	Krajinný pokryv	26
3.1.6	Klima.....	26
3.1.7	Hydrologie.....	28
3.2	Měření dat	29
3.3	Typologizace vegetačního krytu	29
3.4	Zpracování dat.....	31
4	Výsledky.....	33
5	Diskuse	37
5.1	Chyby vzniklé při měření a zpracování dat.....	37
5.2	Zhodnocení vlivu vegetace.....	37
6	Závěr.....	39
7	Seznam použité literatury	40
7.1	Datové zdroje	42
8	Seznam obrázků	43
9	Seznam tabulek	43
10	Seznam příloh.....	44
11	Přílohy	45

1 Úvod

Sníh hraje v našich zeměpisných šířkách nezastupitelnou roli. Sněhová pokrývka se v České republice vyskytuje přibližně půl roku (od listopadu do začátku května) a ovlivňuje fyzicko-geografickou i socioekonomickou oblast života. Na své okolí má vliv nejen pozitivně, ale i negativně a působí na něj buď přímo, nebo nepřímo (Fliegl, 2009). Nejčastěji vnímaným negativním projevem sněhové pokrývky bývá její tání. Pokud dojde v průběhu zimy k akumulaci velkého množství sněhu, může na jaře při rychlém oteplení dojít ke katastrofálním povodním. Velikost takových povodní mohou negativně ovlivnit i další faktory např. intenzivní deště či silný vítr. Takto velké povodně působí škody na majetku a někdy i ztrátu lidských životů. Znalost množství vody ve sněhové pokrývce je velmi důležitá nejen pro předpověď povodně samotné, ale i pro předpověď jejího průběhu.

Na akumulaci a tání sněhu má vliv řada klimatických a geografických faktorů. Zásadní vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky má úhrn srážek, nadmořská výška, geomorfologický charakter oblasti, vegetace a vítr (Podzimek, 2009). V práci jsou tyto faktory popisovány. Práce se také věnuje zhodnocení vlivu vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky v experimentálním povodí horní Bystřice v Krušných horách.

1.1 Cíle práce

Tato bakalářská práce má dva hlavní cíle. Prvním cílem je na základě rešerše odborné literatury posoudit vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky. V práci je analyzován vliv fyzicko-geografických faktorů na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Druhým cílem je identifikace vlivu vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky v pramenné oblasti povodí Bystřice v Krušných horách.

1.2 Struktura práce

Práce je rozdělena do dvou hlavních částí, těmi jsou: rešerše literatury a vyhodnocení sněhových měření na vybraném experimentálním povodí. Rešerše literatury tvoří hlavní část práce a výzkum ji doplňuje. Na základě výzkumu probíhajícího v zimě v 2009/2010 jsou získané výsledky diskutovány s výsledky publikovanými v odborných člancích a studiích. Výsledky výzkumu jsou znázorněny v sérii map. Na těchto mapách je zobrazen vývoj sněhové pokrývky pro povodí Bystřice s reálným vegetačním krytem a se dvěma hypotetickými variantami. V prvním případě se na celém území povodí nachází les, ve druhém případě se na území povodí nalézají pouze otevřené plochy.

2 Současný stav poznatků o sněhové pokrývce

2.1 Úvod





















Výskyt a prostorové rozložení sněhových srážek je značně závislý na geografických a klimatických faktorech: zeměpisné šířce, nadmořské výšce, vzdálenosti od velkých vodních ploch a charakteru cirkulace vzdušných mas. Zeměpisná šířka a nadmořská výška do značné míry ovládají teplotní režim, přičemž teplota je jedním z rozhodujících faktorů pro výskyt sněhové pokrývky. Všechny typy srážek jsou však závislé na nasycenosti atmosféry vodní parou (DeWalle a Rango, 2008).

2.2 Fyzikální vlastnosti a charakteristiky sněhu

V této kapitole jsou popsány vybrané vlastnosti a charakteristiky sněhu. Těmi jsou tvary a velikosti krystalických jader, hustota sněhu a vodní hodnota.

2.2.1 Tvar a velikost krystalických jader

Tvary a velikosti krystalů jsou ovlivňovány teplotou a tlakem vodních par. Ledové krystaly, které se tvoří v přírodě nebo jsou tvořeny v laboratorních podmínkách, jsou uspořádány v hexagonální soustavě. V současné době jsou vytvořeny 3 klasifikace pro tvary a velikosti krystalu. První klasifikace byla vytvořena IAHS/UNESCO/WHO (viz obrázek 1) (Singh a Singh, 2001).

ČÁSTEČKY	KRYSTALY	KÓD	GRAFICKÝ SYMBOL	VELIKOST (mm)
Pláty		F1		0-12
Hvězdice		F2		1-8
Sloupky a pyramidy		F3		1-4
Jehlice		F4		2-8
Prostorový dendrit		F5		2-8
Uzavřené sloupce		F6		1-4
Nepravidelné krystaly		F7		1-8
Sněhové krupky		F8		1-5
Ledové projektyly		F9		0.5-5
Krupky		F0		5-100

Obrázek 1: Klasifikace sněhových krystalů podle IAHS (Singh a Singh, 2001, upraveno)

Vzhledem k nepravidelným tvarům krystalů, které jsou tak obtížně zařaditelné do deseti kategorií IAHS, byly vytvořeny další 2 klasifikace všech typů přírodních krystalů sněhu. Japonský fyzik Ukichiro Nakaya vytvořil první systematickou klasifikaci sněhových krystalů. Ve svém systému rozdělil sněhové krystaly do 41 morfologických typů (Entwistle, 2008). Systém, který zformoval Nakaya, byl rozšířen japonskými meteorology C. Magonem a

C.W. Leem. Jimi vytvořený systém dělí sněhové krystaly do 80 kategorií (Magono a Lee, 1963).

Nejčastějším tvarem sněhových krystalů jsou jehlice, které vznikají při teplotě blízké 0°C a spojují se v tzv. vločky (Singh a Singh, 2001). V tabulce 1 jsou rozděleny typy krystalů podle závislosti na teplotě.

Tabulka 1: Typy sněhových krystalů v závislosti na teplotě (Singh a Singh, 2001, upraveno)

teplota	typy krystalů
3 až -8°C	jehlice
-8 až -25°C	destičky
-10 až -20°C	dendrity
-20°C	hranoly, jednoduché a zdvojené krystaly
-30°C	shluky dutých krystalů

2.2.2 Hustota sněhu

Hustota sněhu je fyzikální charakteristika sněhové pokrývky vyjadřující poměr objemu vody, který by vznikl okamžitým roztáním sněhu, k jeho původnímu objemu. V průběhu zimy vykazuje výrazné změny v důsledku působení teploty vzduchu, srážek, větru, vlivem stárnutí a opakovaného promrzání sněhu (Hribík a Škvarenina, 2007a). Dominantním faktorem přeměny sněhu z vločky na fírn bývá čas (Singh a Singh, 2001). Hustota sněhu dle jeho charakteru je popsána v tabulce 2.

Podle výzkumu prováděného v letech 2004-2006 v Biosférické rezervaci CHKO Pořana je maximální hustota sněhu na konci zimy ve smrkovém porostu. Naopak nejnižších hodnot dosahovala hustota sněhu v bukovém porostu. Hustota sněhu podle tohoto výzkumu stoupá v pořadí: bukový porost – volná plocha – smrkový porost (Hribík a Škvarenina, 2007a).

Tabulka 2: Hustota sněhu v závislosti na charakteru sněhu (Singh a Singh, 2001, upraveno)

Typ sněhu	hustota [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]
nový sníh (za nízkých teplot v bezvětrí)	0,01-0,03
nový sníh	0,05-0,07
navlhlý nový sníh	0,10-0,20
sesedlý sníh	0,20-0,30
větre zhuštěný sníh	0,35-0,40
fírn	0,40-0,65
velmi mokrý sníh a fírn	0,70-0,80
ledovcový led	0,85-0,91

2.2.3 Vodní hodnota sněhu

Z hydrologického hlediska představuje vodní hodnota sněhu nejdůležitější hydrofyzikální parametr. Tato hodnota ukazuje množství vody akumulované sněhovou pokrývkou na konkrétním místě (Singh a Singh, 2001). Je definována jako výška vody v mm, která vznikne roztáním sněhové pokrývky v daném místě. Je závislá na výšce sněhu a jeho

hustotě (Hribík a Škvarenina, 2007a). DeWalle definoval vodní hodnotu sněhu pomocí rovnice (1).

$$SWE = d \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (1)$$

d – výška sněhu v m

ρ_s – hustota sněhu v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$

ρ_w – hustota vody, přibližně $1 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Znalost množství vody je primárním zdrojem informace pro předpovídání lavinového nebezpečí a pro předpověď odtoku z povodí při jarním tání (DeWalle a Rango, 2008). Údaje o vodní hodnotě slouží k více účelům. Vyhodnocování zásob vody ve sněhové pokrývce slouží významným vodohospodářským dílům a závěrovým profilům větších toků. Výsledky jsou pravidelně předávány státním podnikům Povodí a jejich dispečinky berou tyto informace v úvahu při rozhodování o preventivním upouštění nádrží. Dále změřenou vodní hodnotu využívají předpovědní pracoviště pro kontrolu výpočtu vodní hodnoty, kterou generuje hydrologický předpovědní model, a pro jeho případnou kalibraci. V neposlední řadě slouží ke zpřesnění výpočtu zatížení stavebních konstrukcí sněhem (Kašpárek a kol., 2006b).

Nesprávný výpočet množství vody ve sněhu v povodí může např. negativně ovlivnit předpověď průběhu povodňové vlny. K tomu došlo při jarní povodni v roce 2006. Nedostatečná znalost množství vody zadržované ve sněhu v rakouské části Šumavy zapříčinila, že modely předpověděly rychlejší pokles hladin některých řek (Kašpárek a kol., 2006a).

2.3 Procesy probíhající ve sněhové pokrývce

V této kapitole jsou popsány vybrané procesy související se sněhem a sněhovou pokrývkou. Jedná se o vznik sněhových srážek, akumulaci, dozrávání a tání sněhové pokrývky, sublimaci, kondenzaci a odtok vody do půdy.

2.3.1 Energetická bilance sněhové pokrývky

Akumulace, dozrávání a tání sněhu je závislé na energetických procesech uvnitř sněhové pokrývky. Tyto procesy lze vyjádřit rovnicí 2 (DeWalle a Rango, 2008).

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m \text{ [J]} \quad (2)$$

Q_i – výsledná bilance tepla (\pm)

Q_{ns} – krátkovlnná radiační energetická výměna (≥ 0)

Q_{nl} – dlouhovlnná radiační energetická výměna (\pm)

Q_h – konvektivní výměna zjevného tepla z atmosféry (\pm)

Q_e – konvektivní výměna latentního tepla a sublimace z atmosféry (\pm)

Q_r – teplo dodané srážkami (≥ 0)

Q_g – teplo z půdního podloží (\pm)

Q_m – ztráta skupenského tepla v důsledku tání (\leq)

K energetické změně dochází primárně na povrchu sněhové pokrývky díky krátkovlnnému nebo dlouhovlnnému záření, turbulentnímu nebo konvektivnímu přenosu latentního tepla způsobeného výparem a rozdílnými teplotami vzduchu a sněhové pokrývky. Relativně malá část energie může být dodána deštěm – na povrch sněhové pokrývky – nebo půdním teplem – na spodní část sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008).

Je-li Q_i záporné, sníh promrzá. Pokud je Q_i kladné, sníh taje. Dochází totiž ke skupenské změně z pevné na kapalnou fázi. Kapky vody se buď vsakují do nezmrzlé půdy a tvoří podpovrchový odtok, nebo stékají po povrchu půdy (Jelínek, 2008).

2.3.2 Vznik srážek

Atmosférické srážky (hydrometeory) jsou výsledkem kondenzace ve vzduchu obsažených par, probíhající v atmosféře, na povrchu těles, rostlin či země. Z hlediska skupenství dělíme srážky na kapalně a pevně (Kemel a Kolář, 1980). Z hlediska místa a způsobu vzniku dělíme srážky na horizontální – rosa, zmrzlá rosa, jíní, jinovatka, ovlhnutí, námraza, ledovka, náledí, zmrázky a vertikální, tedy déšť, mrholení, sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, zmrzlý déšť, námrazové krupky, kroupy, sněhové jehličky (Netopil, 1984). Horizontální srážky se tvoří kondenzací vodních par bezprostředně na povrchu země či předmětech a rostlinách. Vertikální srážky vznikají ve volné atmosféře a podle existujících meteorologických podmínek z ní vypadávají buď v kapalném, nebo pevném stavu (Kemel a Kolář, 1980).

2.3.3 Vývojové fáze sněhu

Sněhová pokrývka je vrstva sněhu nebo ledu, která přímo nebo nepřímo vznikla v důsledku vypadávání pevných srážek (Netopil, 1984). Výška sněhové pokrývky se podle metodické příručky ČHMÚ pro pozorovatele měří, pokrývá-li alespoň polovinu půdy pozemku stanice a dosahuje-li výšky alespoň 5 mm (Žídek a Lipina, 2003).

Sníh prochází 3 vývojovými fázemi:

1. akumulace sněhu
2. dozrávání sněhu
3. tání sněhu.

Akumulace sněhu je proces vypadávání sněhových srážek, které dopadají na povrch s nulovou nebo zápornou teplotou, čímž nedochází k okamžitému tání. Sníh vypadává v různých tvarech a velikostech (viz kapitola 2.2.1). Na akumulaci sněhu má vliv především vítr a morfologie oblasti. Na návětrných plochách reliéfu se tak hromadí méně sněhu než na závětrných (DeWalle a Rango, 2008).

Při dozrávání sněhu dochází ke změně molekulární struktury. Mění se jejich velikost a tvar. Rozlišují se čtyři hlavní metamorfické procesy. Dva jsou závislé na vnitřním teplotním zvrstvení. Jedná se o equitemperature (destruktivní) metamorfózu a temperature-gradient (konstruktivní) metamorfózu (Singh a Singh, 2001). Hlavním procesem destruktivní metamorfózy je tlak vodních par na povrch krystalů. Vznikají tak dobře spojená ledová zrna. Tato metamorfóza začíná velmi brzy po akumulaci sněhu. Hlavním procesem konstruktivní metamorfózy je působení vodních par uvnitř sněhové pokrývky. Vzniká tak špatně spojená

sněhová pokrývka tvořená ledovými zrny. Tato metamorfóza se uplatňuje v průběhu zimy v přemrzlé sněhové pokrývce. Dalším typem metamorfózy je metamorfóza způsobená změnami teplot (Melt-freeze cycles). Dochází k opakovanému tání a mrznutí sněhové pokrývky. Vzniká tak dobře spojená sněhová pokrývka, která je tvořená velkými zrny. Tento typ metamorfózy se uplatňuje na konci sněhové sezóny, bývá doprovázen táním sněhu a deštěm. Poslední z hlavních typů metamorfóz sněhové pokrývky je metamorfóza způsobená tlakem. Tlak nového sněhu na sníh starý způsobuje deformaci spodní vrstvy. Tento proces vede k tvorbě firnu a ledovcového ledu. Vyskytuje se u starších trvalých sněhových pokrývek (DeWalle a Rango, 2008).

2.3.4 Výpar ze sněhu a ledu

Voda se do ovzduší dostává výparem z vodní hladiny, ze sněhu a ledu, z povrchu půdy, z povrchu rostlin a transpirací rostlin. Intenzita výparu se v hydrologii nejčastěji udává v mm za časovou jednotku. Podstata výparu spočívá v tom, že zvyšováním teploty vody se zvyšuje rychlost vodních molekul, takže ty, které získaly dostatečnou kinetickou energii, se dostávají do atmosféry. Rozhodující činitel, na kterém je výpar závislý, je rozdíl v napětí vodních par. Mezi další důležité faktory patří teplota vody (sněhu) a vzduchu či atmosférický tlak. Dochází-li k úniku molekul z pevné fáze (sníh, led) přímo do fáze plynné, nazývá se tento jev sublimace (Kemel a Kolář, 1980).

Výpar sněhu může probíhat pouze tehdy, je-li rosný bod vyšší než 0°C. S poklesem teploty se výpar ze sněhu snižuje. Výpar ze sněhu je vlivem velmi značné plochy větší než u ledu. Výpar ze sněhu ovlivňuje hlavní měrou sluneční radiace, fyzikální vlastnosti sněhu (hustota, tepelná vodivost), vítr a expozice místa (Kemel a Kolář, 1980). Pro orientační určení výparu sněhu slouží tabulka 3.

Tabulka 3: Výpar ze sněhu podle teploty (Kemel a Kolář, 1980)

teplota vzduchu [°C]	0	-1	-2	-3	-4	-5	-7	-10	-15	-20
výpar ze sněhu [mm/měsíc]	30	27	24	22	20	17	12	7	4	3

Vítr se uplatňuje tím, že molekuly vody, které se dostaly do ovzduší, odnáší z prostoru nad vodní plochou. Vlhký vzduch je tak nahrazován suchým, který je schopen další vlhkost přijmout (Kemel a Kolář, 1980).

2.3.5 Kondenzace

Kondenzace je proces, při kterém se vodní pára přeměňuje na kapalné či pevné srážky. Kondenzace probíhá vždy současně s vypařováním. Ve vodou nenasyceném vzduchu dochází k většímu výparu než kondenzaci. Je-li vzduch přesycen vodní parou je vyšší kondenzace. V případě sněhu a ledu, navíc k množství odpařené a kondenzované vody, hraje důležitou roli latentní teplo, které zapříčiňuje další tání. Kondenzace 1 g vodní páry uvolňuje výrazné latentní teplo. Za předpokladu, že toto latentní teplo bude zcela účinné, bude mít za následek uvolnění 8,5 g vody (Singh a Singh, 2001).

2.3.6 Odtok do půdy

Intenzita vsaku vody do půdy závisí na jejich fyzikálních vlastnostech. S množstvím gravitačních pórů intenzita vsaku roste. Změna struktury půdy vyvolává změnu intenzity vsaku a zákonitosti pohybu vody – při radikálnější změně vlastností půd dochází ke změnám vodního režimu v ní (Kemel a Kolář, 1980).

Je-li na podzim půda dostatečně nasáklá vodou, a poté v zimě promrzá, může se v období jara chovat jako nepropustná. Za těchto podmínek, a v případě intenzivních dešťových srážek, mohou vznikat velmi nebezpečné povodňové situace (Kemel a Kolář, 1980).

Stav půdy v jarním období je velice důležitý pro předpověď povodňových situací. Při vyhodnocování jarní povodně z roku 2006 se uvádí, že půda do 600 m n. m. byla v první třetině března zcela promrzlá, poté začala postupně rozmrazat, avšak do nástupu povodně rozmrzla jen do hloubky 5-10 cm. V horských polohách, kde napadla poměrně silná vrstva sněhu již během listopadu, nebyla půda většinou promrzlá (Kašpárek a kol., 2006b).

2.4 Vliv fyzicko-geografických faktorů na akumulaci a tání sněhu

Faktory, které ovlivňují akumulaci a tání sněhové pokrývky, můžeme rozdělit do dvou hlavních skupin – klimatické a geografické. Klimatické faktory můžeme dále dělit na ty, které ovlivňují sněhovou pokrývku přímo, a ty, které ji ovlivňují nepřímo. Mezi přímé faktory řadíme srážky a teplotu. Mezi nepřímé faktory řadíme vítr a solární radiaci. Geografické faktory sněhovou pokrývku přímo neovlivňují, ale výrazně se podílejí na jejím rozložení, vývoji a zániku. Jedná se o nadmořskou výšku, morfologii terénu a vegetaci (Fliegl, 2009).

2.4.1 Úhrn srážek a teplota vzduchu

Srážkový úhrn je naprosto zásadním faktorem ovlivňujícím sněhovou pokrývku. Úhrn srážek představuje jeden z rozhodujících klimatických faktorů, nikoliv však faktor jediný. Druhý velmi důležitý faktor je teplota vzduchu ovlivňující skupenskou formu srážek, které na zem dopadají (Fliegl, 2008).

Podle vzniku rozlišujeme několik typů vertikálních srážek – konvekční, cyklonální, orografické a turbulentní (Singh a Singh, 2001). Konvekční (termické) srážky mají charakter přeháněk s větší intenzitou a krátkou dobou trvání. Cyklonální srážky jsou srážky s menší intenzitou vypadávání, ale delší dobou trvání, někdy mohou trvat i déle než 24 hodin. Orografické srážky (terénní) se projevují pouze na návětrných stranách terénních překážek. Srážky bývají stacionární a většinou střední intenzity. Turbulentní srážky jsou představovány drobným mrholením nebo jemným sněžením (Singh a Singh, 2001).

Teplota vzduchu zásadním způsobem ovlivňuje skupenství srážek dopadajících na zemský povrch. Forma srážek je však ovlivňována i relativní vlhkostí vzduchu (např. při relativní vlhkosti 40 % nastává tání sněhu až při +4°C). Teplota a vlhkost vzduchu zásadním způsobem ovlivňují i sublimaci. Energie potřebná pro sublimaci je ovlivněná intenzitou sublimace, která je závislá na relativní vlhkosti vzduchu, kterým sníh propadáva při sněžení (Singh a Singh, 2001). Tání sněhu ovlivňuje teplota dvěma způsoby. Kladné teploty způsobují tání sněhové pokrývky a odtok kapalné vody do povodí. Dešťové srážky

s kladnou teplotou předají při dopadu na sněhovou pokrývku energii, která způsobuje u zralého sněhu tání. Tyto hodnoty jsou však v porovnání s energií přijatou solární radiací velmi malé (Cline, 1999).

2.4.2 Solární radiace

Solární radiace dodává energii sněhovým částicám a výrazně tím napomáhá sublimaci. Krátkovlnné záření představuje hlavní zdroj energie pro tání sněhové pokrývky. Bilance krátkovlnného záření je vždy kladná, to znamená, že dodávky energie jsou větší než jejich výdej. Velký vliv na dodávky sluneční energie má oblačnost – při bezoblačném počasí je poměr přímého a rozptýleného záření přibližně 4:1, při zcela zatažené obloze může být podíl rozptýleného záření vyšší než 80 %. V případě dlouhovlnného záření za jasné oblohy a teploty 0°C převládá vydaná energie nad energií dodanou. Při zatažené obloze se snižuje výdej energie a zvyšuje se energie dodaná, rozdíl se tak snižují (DeWalle a Rango, 2008).

Sluneční záření proniká i do sněhové pokrývky. Při sněhové pokrývce s vysokou hustotou může sluneční záření pronikat až do hloubky 25 cm. Pohlčená energie urychluje proces metamorfózy a snižuje albedo (DeWalle a Rango, 2008).

2.4.3 Vítr

Sníh je větrem často přepravován na kilometrové vzdálenosti. Přenos sněhu vede k velmi nepravidelnému rozmístění sněhové pokrývky v krajině. Obecně jsou uznávány 3 hlavní druhy přenosu sněhu – turbulentní proudění, saltace (poskakování) a vlečení po podloží. Turbulentní proudění přepravuje menší částice sněhu a ledu. Velké částice jsou přepravovány saltací, které je podpořeno turbulentními víry. Přepravě sněhu obecně dominuje vlečení a sekundárně saltace (DeWalle a Rango, 2008).

Přenos sněhu je výrazně ovlivňován vnějšími faktory. Mezi tyto faktory patří především drsnost povrchu sněhové pokrývky, topografie a vegetace. Hladký povrch sněhové pokrývky má menší smykové tření. Hrubší povrchy vytváří větší turbulence. Nízká vegetace může způsobit závěje, sníh se zachytává o vrcholy travin a ty tak přispívají k nerovnoměrné distribuci sněhu. Podobný efekt mají i terénní překážky např. padlé stromy či kameny (DeWalle a Rango, 2008).

Redistribuce sněhu vlivem větru může v některých místech nakumulovat i o několik metrů vyšší sněhovou pokrývku, než je v okolí. Příkladem může být „Mapa republiky“ v Modrém dole Krkonoš (obrázek 2). Na základě dlouholetých terénních pozorování se předpokládá, že na ukládání sněhu na „Mapu republiky“ má největší podíl razantní vítr ze severního směru (Spusta a kol., 2003). V tabulce 4 jsou uvedeny hodnoty, které byly naměřeny v letech 2000-2005 pomocí kinematické GPS.

Tabulka 4: Výsledky kinematických měření GPS na „Mapě republiky“ (Dvořák a kol., 2006, upraveno)

období	plocha (m ²)	max. výška (m)	prům. výška (m)
4/2000	41 866	15,7	7,6
5/2000	38 423	10,6	4,0
5/2001	18 200	6,1	2,4
2/2002	41 411	10,9	4,7

období	plocha (m ²)	max. výška (m)	prům. výška (m)
5/2002	58 108	13,4	5,2
4/2003	52 151	7,6	2,2
4/2004	70 432	14,3	4,9
7/2004	2 250	5,3	3,1
3/2005	91 669	15,3	5,5

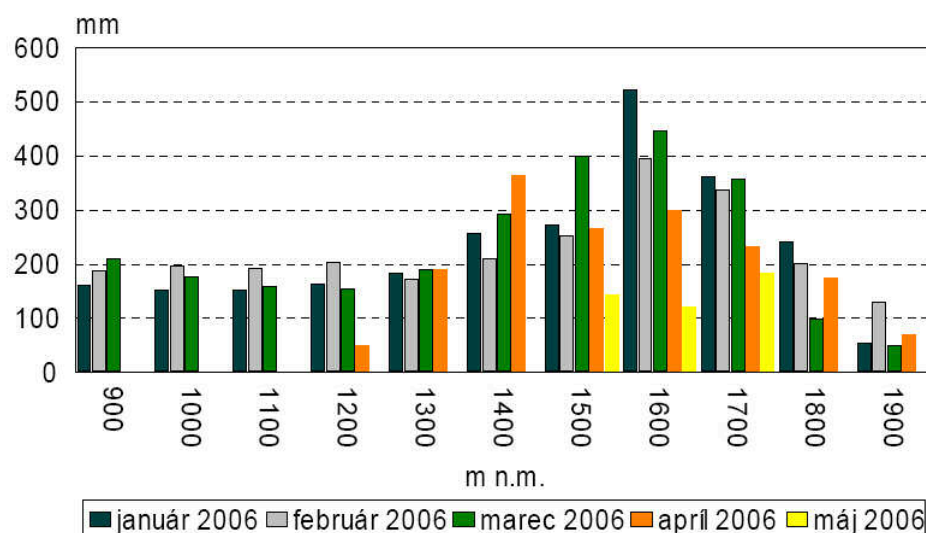


Obrázek 2: „Mapa republiky“ v Modrém dole v Krkonoších (foto: Peterková, 2007, upraveno)

2.4.4 Nadmořská výška

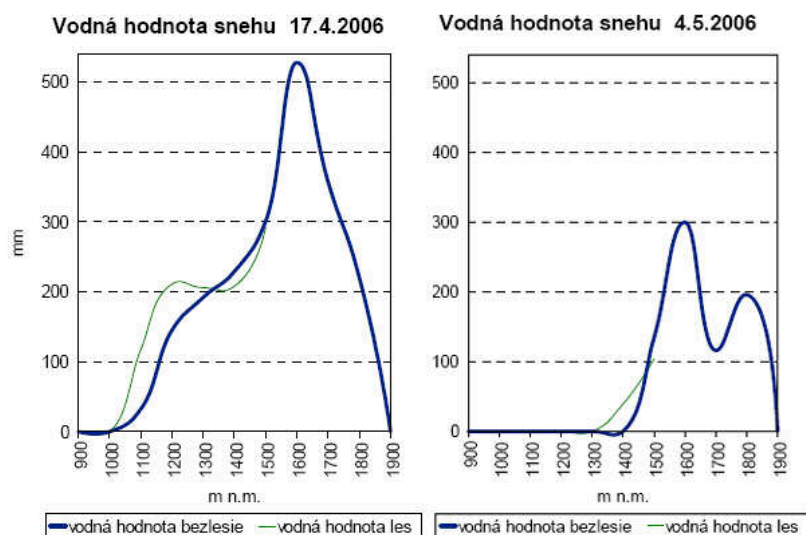
Nadmořská výška neovlivňuje sněhovou pokrývku přímo, ale ovlivňuje ostatní faktory, které působí na sněhovou pokrývku mnohem výrazněji (Cline, 1999). S nadmořskou výškou zpravidla roste rychlost větru, klesá teplota vzduchu a podle zeměpisné šířky se nachází horní hranice lesa.

Všeobecně se uvádí, že s rostoucí nadmořskou výškou narůstá množství vody ve sněhu. Podle výzkumu ve Vysokých Tatrách však není možno tento předpoklad takto generalizovat. V plné míře se totiž nedoceňuje význam ostatních faktorů jako například vliv lesa na tvorbu a regulaci zásob vody vázaných ve sněhových srážkách (Hribík a Škvarenina, 2007b). Podle výzkumů prováděných ve Vysokých Tatrách roste množství vody ve sněhu přibližně na hranici pásma kosodřevin a alpínského holého pásma. Ve Vysokých Tatrách je tato hranice zhruba ve výšce 1 700 m n. m. Přibližně od této výšky se začíná projevovat vliv zvýšené rychlosti větru a ubývání kosodřevin, které výrazně tlumí proudění vzduchu a brání tak odnosu sněhu. Proto má graf, který znázorňuje závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce, tvar pravostranně posunuté Gaussovy křivky (viz obrázek 3) (Hribík a Škvarenina, 2009).



Obrázek 3: Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v Západních Tatrách v roce 2006 (Hribík a Škvarenina, 2009)

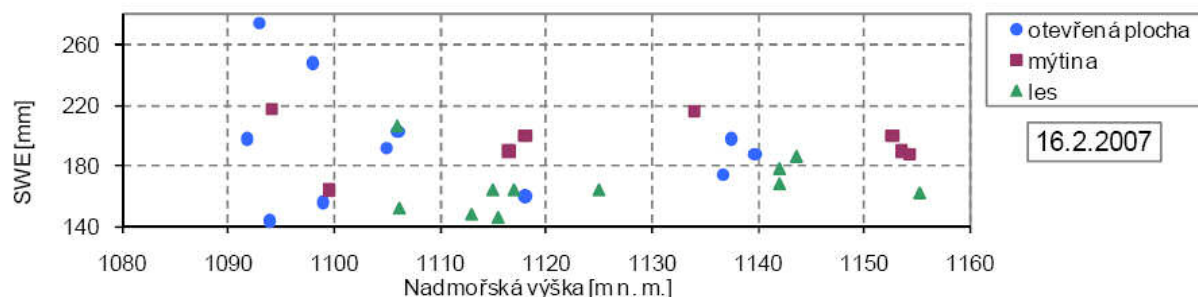
Výzkum v Nízkých Tatrách ukazuje rovněž nárůst výšky a vodní hodnoty s rostoucí nadmořskou výškou (Hribík a Škvarenina, 2007b). Zde je však tento růst názornější než ve výzkumu z Vysokých Tater. V průběhu celé zimy má křivka, která znázorňuje průběh vodní hodnoty sněhu, charakteristický a totožný tvar (viz obrázek 4). Nárůst vodní hodnoty sněhu do horní hranice lesa a následný prudký pokles zásob vody s nadmořskou výškou. V extrémním případě mohou být v nízkých a vysokých nadmořských výškách koncem zimy vodní hodnoty sněhu nulové. Příčinou tohoto stavu je v nižších nadmořských výškách vysoká teplota vzduchu a tání sněhu. V alpském pásmu působí zánik sněhové pokrývky většinou vítr (Hribík a Škvarenina, 2007b).



Obrázek 4: Průběh vodní hodnoty sněhu v transektu Kráľova hoľa v roce 2006 (Hribík a Škvarenina, 2007b, upraveno)

Z výzkumu, který byl prováděn na Šumavě v zimách 2007/2008 a 2008/2009 vyplývá, že vliv nadmořské výšky na množství sněhu se příliš neprojevuje v oblastech s malou výškovou členitostí (viz obrázek 5). Při tomto výzkumu dospěli autoři k poznatku, že nejvyšší

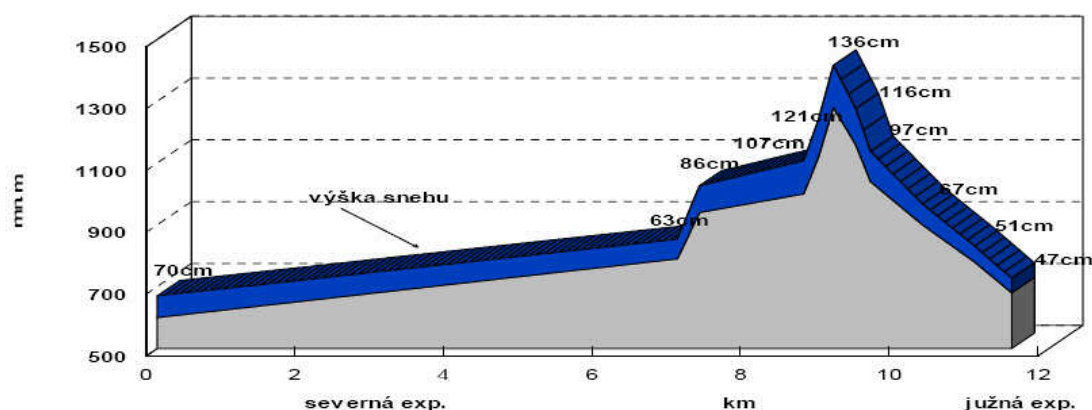
hodnoty vodního ekvivalentu se nachází v nejnižší, spíše otevřené části povodí. To je způsobeno pravděpodobně dvěma faktory. Jednak lze v nižší části předpokládat častější výskyt teplot způsobujících tání sněhu, které nesnižuje vodní hodnotu, ale způsobuje sesedání sněhové vrstvy, jednak s nižší nadmořskou výškou vzrůstá i četnost výskytu dešťových srážek, které mají podobné účinky (Kocum a kol., 2009).



Obrázek 5: Vodní hodnota sněhu v povodí Rokytky, 16.2.2007 (Kocum a kol., 2009)

2.4.5 Expozice a sklon

Expozice a sklon svahu jsou důležitými faktory pro ukládání a především tání sněhové pokrývky. Oba tyto faktory přímo ovlivňují množství dopadající solární energie na sněhovou pokrývku. Dalším důležitým faktorem je však i převládající klimatické proudění. Podle výzkumu prováděného v Biosférické rezervaci Poľana se dá říci, že při porovnání jižního a severního výškového profilu, je více sněhu na severní straně. Avšak vlivem nástupu oblačnosti z jihu a působením pohoří Poľana jako bariéry se poté vyskytovalo více sněhu na jižní straně. I některé další faktory mohou být ovlivňovány expozicí a sklonem svahu. Například vegetace má na severních svazích menší vliv než na jižních (Hribík a Škvarenina, 2006). Výsledky výzkumu v transektu Biosférické rezervace Poľana jsou zaznamenány na obrázku 6.



Obrázek 6: Průběh výšky sněhové pokrývky v transektu BR Poľana – volná plocha (Hribík a Škvarenina, 2006)

Sklon svahu má značný vliv na ukládání i tání sněhové pokrývky. Na svazích s velkým sklonem se sněhová pokrývka drží hůře a více se zde projevují i další faktory jako např. vítr. Prudké svahy jsou často také příčinou masivních lavin, během jejichž uvolnění dojde k přesunu značného objemu sněhu do níže položených pozic. Zde se sníh akumuluje do značných mocností, čímž se jeho odtávání stává pomalejším (DeWalle a Rango, 2008).

Množství dopadajícího slunečního záření je ovlivněno nejen expozicí, ale i sklonem svahu. Zde platí přímá úměrnost, čím více je svah ukloněný, tím menší je pohledový faktor oblohy (viz tabulka 5) (DeWalle a Rango, 2008).

Tabulka 5: Část oblohy viditelná z různě skloněného svahu (DeWalle a Rango, 2008)

Sklon svahu [°]	Pohledový faktor oblohy
0	1,000
5	0,998
10	0,992
15	0,983
20	0,970
30	0,933
45	0,854
90	0,500

2.4.6 Vegetace

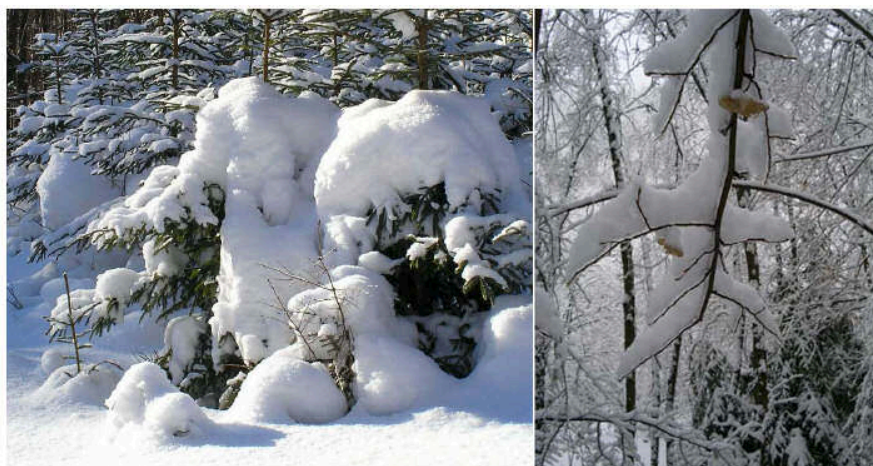
Lesní porost má podstatný vliv nejen při ukládání sněhu, ale i při jeho tání a způsobu odtoku z povodí. Lesní porost má ve vztahu ke sněhové pokrývce dvojí roli:

1. zadržuje část sněhových srážek na svém povrchu (intercepce sněhu)
2. odráží a pohlcuje část sluneční radiace v koruně stromu, ta napomáhá tání sněhu a sublimaci (Hribík a Škvarenina, 2007a).

Rozdíly mezi vlastnostmi sněhové pokrývky v lesních porostech a na volných plochách jsou způsobeny biotickými a abiotickými faktory. Mezi biotické faktory patří druhová skladba lesa, stáří, fenologická fáze (především u listnatých stromů), struktura a hustota porostu. Do abiotických faktorů řadíme sílu a intenzitu sněžení, stav korun (vlhký povrch, námraza atd.), rychlost větru, relativní vlhkost, působení horizontálních srážek, sluneční záření a teplotu, sublimaci a intenzitu tání (Hribík a Škvarenina, 2007c).

Během sněžení na zalesněné plochy dochází k zachycení srážek v korunách stromů. Tuhé srážky padající v zimním období ve formě sněhu jsou zachytávány ve stejné míře jako kapalně srážky, přestože je intercepční proces odlišný. V tomto případě je třeba rozlišovat intercepci okamžitou, to je intercepce spojená s činiteli působícími v době srážek, a intercepci celkovou, která je spojená s činiteli působícími po delší dobu. Intercepce celková je vždy nižší než intercepce okamžitá, protože část sněhu, původně zachycená v korunách stromů, se dostává na zem vlivem větru a teploty (Hribík a Škvarenina, 2007a).

Množství sněhu je závislé na řadě vegetačních, meteorologických a geografických faktorů. Mezi vegetační faktory patří druhy rostliny (viz obrázek 7), charakter jehličí, úhel, forma a flexibilita větví atd. Délka jehlic, jejich počet a orientace má také teoreticky vliv na ukládání sněhu v jehličnanech, vliv těchto faktorů je však minimální (DeWalle a Rango, 2008).



Obrázek 7: Intercepovaný sníh na jehličnanech a listnatých stromech (Hribík a Škvarenina, 2007a a 2007c)

Meteorologické faktory mají také vliv na intercepci sněhu. Jedná se o teplotu, vítr a srážky (sněhové i dešťové). Teplota vzduchu okolo 0°C je ideální pro ukládání většího množství sněhu do korun stromů. Nižší teplota negativně ovlivňuje soudržnost sněhu a flexibilitu větví a společně s větrem tím zabraňuje uložení většího množství sněhu na větve stromu (DeWalle a Rango, 2008). Mezi geografické faktory patří především přítomnost otevřených ploch v blízkosti porostu. Na okrajích těchto ploch je zpravidla vyšší rychlost větru než uvnitř lesního porostu, ten negativně působí na ukládání sněhu ve větvích stromů (Hribík a Škvarenina, 2007a).

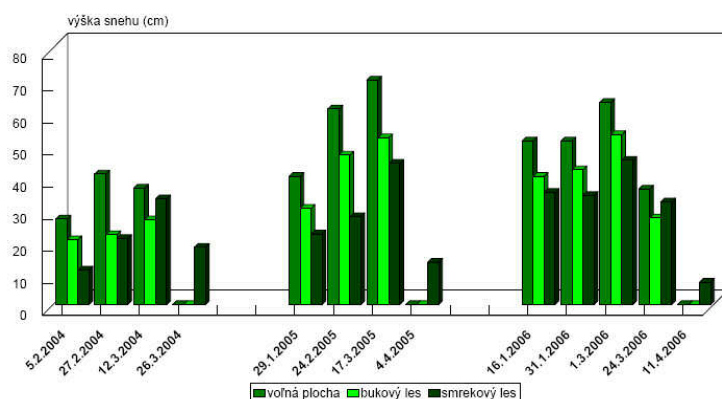
K tání intercepovaného sněhu přispívá sklouzávání sněhových mas a odkapávání. Silný vítr může mít i po dlouhé době od sněžení značný vliv na intercepci. Významným faktorem jsou též dešťové srážky. Dostatečné množství dodané vody může způsobit přetížení větve a pád intercepovaného sněhu (DeWalle a Rango, 2008).

Souhrnně lze říci, že vegetace svou intercepci snižuje vodní hodnotu sněhu akumulovaného pod korunami stromů. Existuje však výjimka, kdy intercepce naopak vodní hodnotu sněhu uloženého v lesních ekosystémech zvyšuje, a tou je intercepce pevných horizontálních srážek ve formě námrazy, která může například ve smrkovém porostu zlepšovat hydrické poměry lesních ekosystémů (Hribík a Škvarenina, 2006).

Les má hlavní vliv na dodávky energie na sněhovou pokrývku, především na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci. Dále výrazně ovlivňuje i rychlost větru. Oproti volným plochám je v lesním porostu redukováno krátkovlnné záření asi o 38 %. Přímé záření je v lesním porostu redukováno přibližně o 20 %. Rychlost větru je ve srovnání s otevřenými plochami nižší zhruba o 71 %. Teplota vzduchu a tlak vodních par je v lesním prostředí podobná jako na otevřených plochách. Vzhledem k takto sníženým dodávkám energie je v lesním porostu denní intenzita tání redukována o 15-60 % ve srovnání s otevřenými plochami (DeWalle a Rango, 2008).

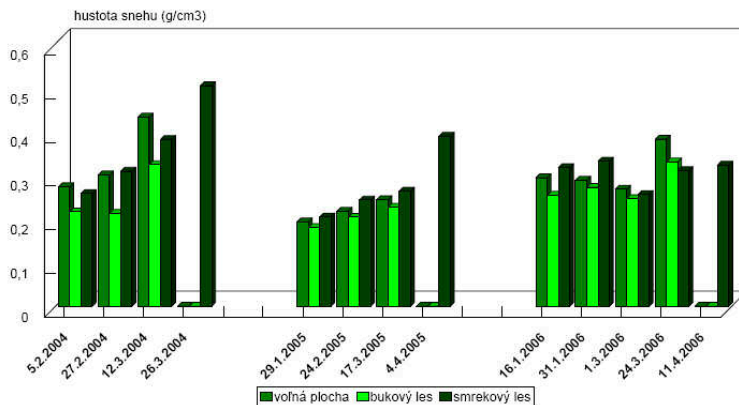
Výška sněhu představuje nejuniverzálnější charakteristiku sněhové pokrývky. Průběh výšky sněhu v BR Pořana je znázorněn na obrázku 8 (Hribík a Škvarenina, 2007a). Z obrázku je patrné, že druh dřeviny na průměrnou výšku sněhu má určitý vliv. Výška sněhu klesá v pořadí volná plocha – bukový porost – smrkový porost. Výjimku můžeme sledovat ke konci zimního období. V této době tvoří jehličnaté stromy bariéru proti slunečnímu záření a

proudění teplého vzduchu. To vede k výrazněji pomalejšímu tání. Sněhová pokrývka zůstává v jehličnatém lese o 2-4 týdny déle než na volné ploše či v listnatém lese (Hribík a Škvarenina, 2007a).



Obrázek 8: Výška sněhové pokrývky v BR Pořana a její dynamika v zimě 2004/2005 a 2005/2006 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hribík a Škvarenina, 2007a)

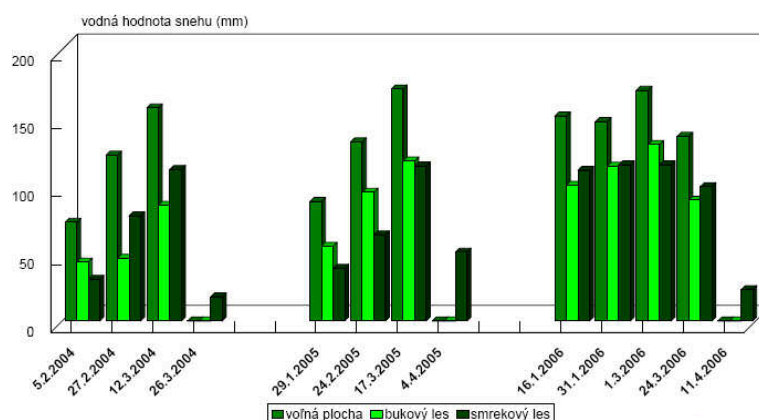
Hustota sněhu vykazuje v průběhu zimy výrazné změny v důsledku působení teploty vzduchu, vlivem stárnutí a opakovaného přemrzání sněhu (viz obrázek 9). Maximální hustoty dosahuje sníh pod smrkovým porostem na konci zimy – okolo $0,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Na vysoké hustotě ve smrkovém porostu se podílí kladné teploty vzduchu a skapávající voda z větví, na kterých se nachází intercepovaný sníh. V bukovém porostu je hustota nejnižší (Hribík a Škvarenina, 2007a). Z výzkumu v Deštném v Orlických horách vyplývá, že průměrná hustota sněhu za celou zimu, je v bukovém i smrkovém porostu přibližně stejná (Kantor a kol., 2007).



Obrázek 9: Hustota sněhové pokrývky v BR Pořana a její dynamika v zimě 2004/2005 a 2005/2006 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hribík a Škvarenina, 2007a)

Vodní hodnota sněhu je nejdůležitější charakteristikou sněhové pokrývky (Hribík a Škvarenina, 2007a). Z obrázku 10 není jasné patrné, zda je vodní hodnota vyšší u bukového nebo smrkového porostu. Vodní hodnota sněhu je totiž ovlivňována řadou faktorů, např. výškou sněhové pokrývky či intercepce. Hribík a Škvarenina na základě výzkumu v BR Pořana určili pořadí vodních hodnot vztahených k vegetaci. Vodní hodnota klesá v pořadí: volná plocha – bukový porost – smrkový porost. K podobnému závěru došel i Kocum při výzkumu na Šumavě. Na základě měření bylo zjištěno, že nejvyšší vodní hodnoty sněhu jsou na chráněných volných plochách – mýtinách (Kocum a kol., 2009). Obrázek 10 dokumentuje vliv intercepce korunových vrstev na vodní hodnotu sněhu pod bukovým a smrkovým porostem. Bučiny mají v porovnání se smrkovinami vyšší zásoby naakumulované vody. Větve

ve smrkovém porostu chrání obsah vody ve sněhu a posouvají tak tání sněhu až o 1 měsíc (Hribík a Škvarenina, 2007a).



Obrázek 10: Vodní hodnota sněhové pokrývky v BR Pořana a její dynamika v zimě 2004/2005 a 2005/2006 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hribík a Škvarenina, 2007a)

Délka trvání a intenzita tání závisí na druhové skladbě, hustotě a věku porostu. V porovnání volné plochy, bučin a smrčin mají nejintenzivnější tání sněhu v jarním období bučiny, naopak nejpomalejší tempo tání sněhu bylo zaznamenáno ve smrkovém porostu (viz tabulka 6) (Hribík a Škvarenina, 2007a).

Tabulka 6: Intenzita tání a sublimace sněhu na volné ploše a lesních porostech smrku a buku v jarních obdobích let 2004-2006 (Hribík a Škvarenina, 2007a, upraveno)

období	plocha	intenzita tání a sublimace (mm·den ⁻¹)
12.-16.3. 2004	volná plocha	15,7
	buk	17,6
	smrk	6,8
17.3.-4.4. 2006	volná plocha	17,1
	buk	19,6
	smrk	3,9
24.3.-11.4. 2006	volná plocha	13,6
	buk	14,8
	smrk	4,2

Bučina bez listů propouští velké dávky přímého slunečního záření a zároveň poměrně účinně brání dlouhodobému vyzařování přijatého tepla, a to především v noci. V bukových porostech se vytváří typické jarní mikroklima (tzv. mikroklima jarních heliofytů). Úbytek sněhu se v bukových porostech projevuje nejprve v okolí kmenů, tím vznikají typické sněhové trychtýře (Hribík a Škvarenina, 2007a).

Během výzkumu v Deštném v Orlických horách bylo zjištěno, že v jehličnatém a listnatém porostu prosakuje rozhodující část vody z tajícího sněhu do nezmrzlé půdy a odtéká do vodní sítě. Povrchový odtok se v průběhu března roku 2006 pohyboval na úrovni cca 13 až 16 mm. Intenzita tání sněhu se v průběhu března pohybovala ve smrkovém porostu mezi 41, 8 a 6,1 mm·den⁻¹ a v bukovém porostu mezi 40,3 a 4,3 mm·den⁻¹ (Kantor a kol., 2007).

Všeobecně lze říci, že mikroklima lesa zvýšeně podporuje menší intenzitu tání v porovnání s volnou plochou. Tento jev však vzniká jen za podmínky větších zásob sněhu,

neuplatňuje se v oblastech s nízkou sněhovou pokrývkou a častým oteplováním (Hribík a Škvarenina, 2007a).

2.5 Zimní povodně

V této kapitole jsou stručně kategorizovány zimní povodně a podle této charakterizace jsou popsány povodně v Krušných horách.

2.5.1 Kategorie zimních povodní

Podle příčin vzniku se rozlišují povodně dešťové, sněhové, smíšené a ledové. Dešťové povodně jsou vyvolány kapalnými srážkami (Brázdil a Kirchner, 2007). Podíl tání sněhu je u dešťových povodní nižší než 20 % (Vlasák, 2008). Sněhové povodně vznikají náhlým tání sněhové pokrývky při kladných teplotách v zimním a jarním období. Mohou být doprovázeny i ledovými jevy. Kulminační průtoky při sněhových povodní nedosahují větších N-letostí (Brázdil a Kirchner, 2007). U sněhových povodní je podíl tání sněhu větší než 80 % (Vlasák, 2008).

Smíšené povodně jsou zapříčiněny kombinací tání sněhu a vypadáváním dešťových srážek. Mohou být doprovázeny ledovými jevy (podobně jako sněhové povodně). Jsou vázány na rozdílné povětrnostní situace přinášející v zimě a na začátku jara oteplení s kladnými teplotami, které často doprovází i silnější vítr. Tání sněhu je rovněž urychlováno vypadávajícími kapalnými srážkami, které zároveň sami přispívají ke zvětšení průtoků. Tyto povodně mohou mít větší územní rozsah než povodně z trvalých srážek (Brázdil a Kirchner, 2007). Smíšené povodně se dají dělit na smíšené povodně s převažujícím vlivem tání sněhu – podíl tání sněhu je 50 – 80 % - a smíšené povodně s převažujícím vlivem dešťových srážek – podíl tání sněhu je 20 – 50 % (Vlasák, 2008). Rozdíl mezi těmito kategoriemi je dán především rozdílnou meteorologickou situací. V případě zimních povodní s převažujícím vlivem tání sněhu dochází k výraznému oteplení a nejvyšší teploty vzduchu se vyskytují 3-2 dny před kulminací. Teploty se i v pokulminační fázi udržují nad bodem mrazu. Smíšené povodně s převažujícím vlivem dešťových srážek se vyznačují nárůstem teploty v předkulminační fázi. V době kulminace však dochází k poklesu teploty pod bod mrazu, což vede k omezení tání sněhové pokrývky. U tohoto typu není zanedbatelný vliv tání sněhu ani v případě, že již v povodí neleží, nebo se udržuje jen ve vyšších polohách. Důvodem je skutečnost, že voda z tajícího sněhu obvykle nasytí povodí, což má za následek, že i relativně menší dešťové srážky v jarním období mohou vyvolat vznik povodně (Šmídová, 2006).

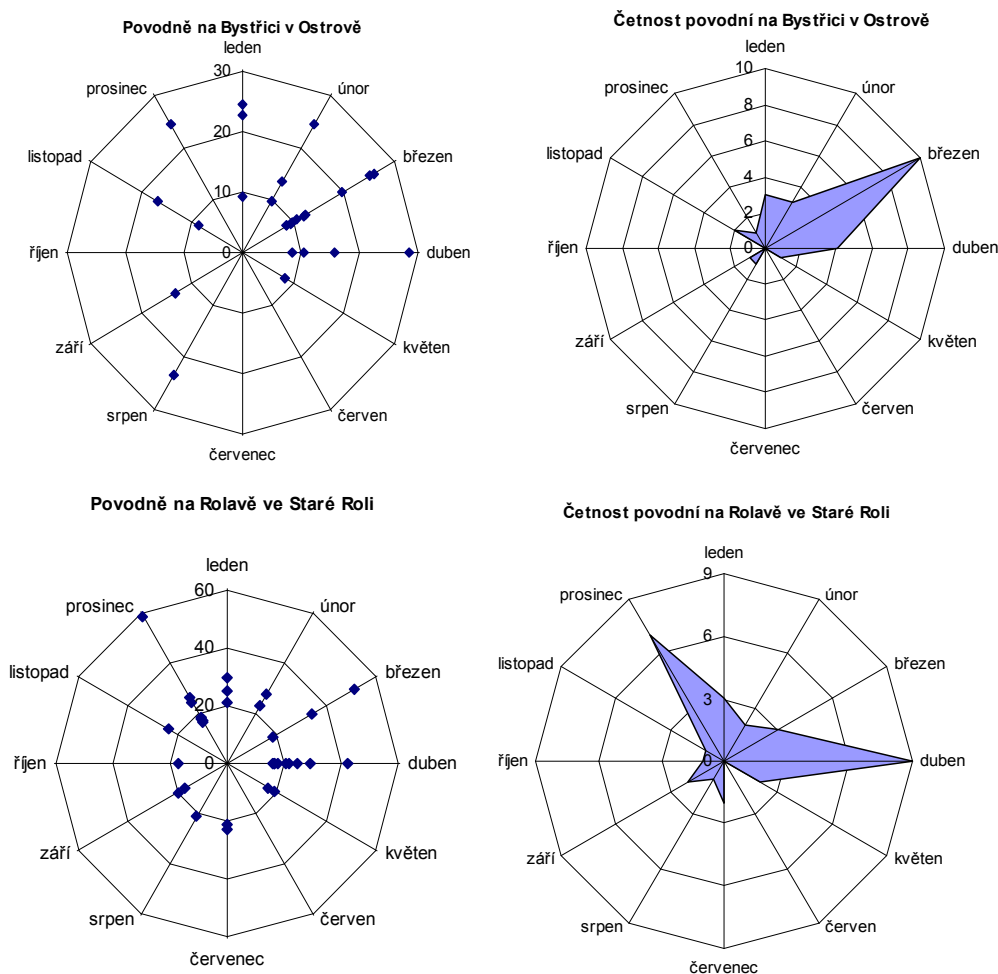
Povodně ledové vznikají zpravidla po období déletrvajících mrazů se zámrazem řek, kdy následné oteplení může způsobit odchod ledu. Pokud dojde k tvorbě ledových zácp a nápěchů (zatarasení průtočného profilu nahromaděním ledu), může dočasné zmenšení průtočnosti koryta způsobit výrazné vzduť vodní hladiny (Brázdil a Kirchner, 2007).

Kromě uvedených příčin se mohou vyskytnout i specifické povodně bez přímé vazby na meteorologickou situaci (Matějček a Hladný, 1999). K nim dochází při náhlé změně průtočnosti koryta, při přehrazení toku sesuvem půdy, nebo spadlou lavinou uvolněné horniny, či masy sněhu a stržených materiálů (povodně lavinové). V případě intenzivních srážek či tání sněhu se na nezalesněných příkrých svazích v horských oblastech může vytvořit

ničivý proud vody, bahna, šterku a kamení, označovaný jako splaveninové povodně (Brázdil a Kirchner, 2007).

2.5.2 Zimní povodně v Krušných horách

Zimní povodně v Krušných horách jsou nejčastěji smíšeného typu. Výrazný vliv na povodňovou situaci může mít v této oblasti i pohyb ledu v korytě. Systematické vyhodnocování povodňových příkladů z Krušných hor prokázalo, že extrémní povodně v zimním období nezpůsobuje v převážné většině jen samotné tání sněhové pokrývky, ale velmi často je doprovázeno deštěm. Téměř polovina povodní byla zapříčiněna podobnou meteorologickou situací. Jedná se o studené severní proudění. Přibližně 15 % historických povodní bylo způsobeno teplým západním prouděním, při kterém docházelo k rychlému tání sněhu a malému množství spadlých srážek (Čekal, 2005). Grafy sezonality povodní na Rolavě a Bystřici v Krušných horách (obrázek 11) dokazují převahu výskytu zimních povodní. Pro Bystřici byla zvolena mez $Q=8,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Tato hranice byla zvolena proto, aby byl vybrán dostatečně velký počet situací. Průměrný roční průtok na řece Bystřici je v profilu Ostrov nad Ohří $1,87 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a průtok Q_1 je roven $16,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pro Rolavu byla zvolena mez, která odpovídá průtoku 1-leté vody – $Q_1=15,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Průměrný roční průtok na Rolavě je v profilu Stará Role $2,35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.



Obrázek 11: Grafy sezonality povodní na Bystřici (Ostrov nad Ohří) a Rolavě (Stará Role) (zdroj: ČHMÚ)

3 Materiál a metody

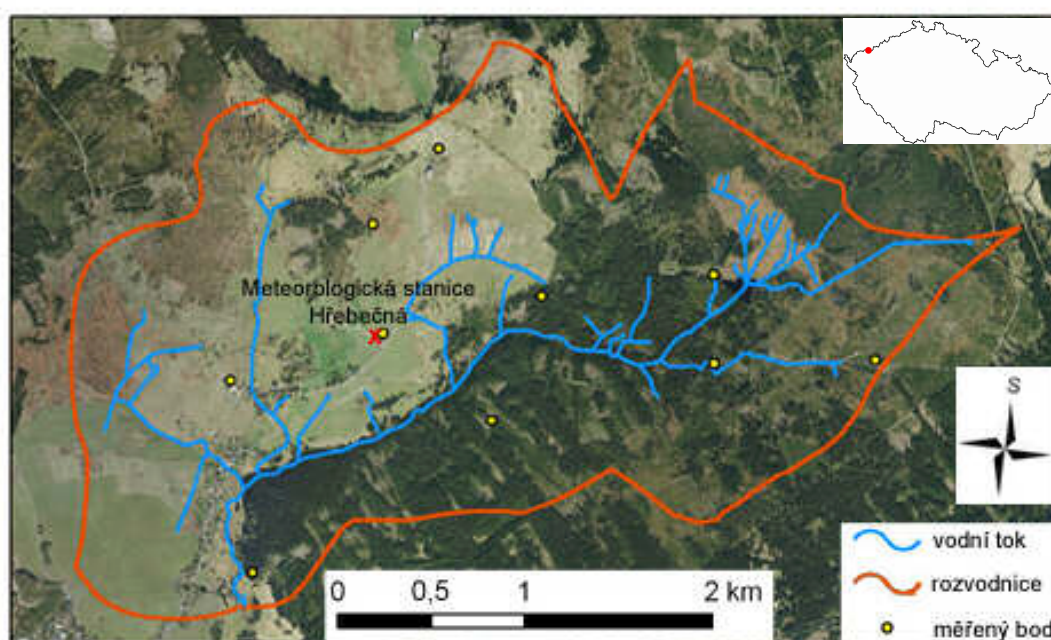
V této kapitole je popsána fyzicko-geografická charakteristika experimentálního povodí. Dále je zde popsána metodika měření a zpracování dat.

3.1 Fyzicko-geografická charakteristika povodí horní Bystřice

V této kapitole je popsána fyzicko-geografická charakteristika experimentálního povodí Bystřice.

3.1.1 Geografická poloha

Experimentální povodí Bystřice se nachází v západní části Krušných hor v okolí obce Hřebečná (obrázek 12). Nejnižší místo experimentálního povodí, závěrový profil povodí, je 856 m n. m. a nejvyšší, vrchol hory Nad Rýžovnou, se nachází v nadmořské výšce 1050 m. Experimentální povodí je vymezeno rozvodnicí a závěrovým profilem Abertamy, v kterém je umístěn tlakový hladinoměr. Plocha zájmového území je 9 km². Bystřice pramení pod Božídarským špičákem (1115 m n. m.), protéká Ostrovem nad Ohří a následně se vlévá do Ohře, která v Litoměřicích ústí do Labe.

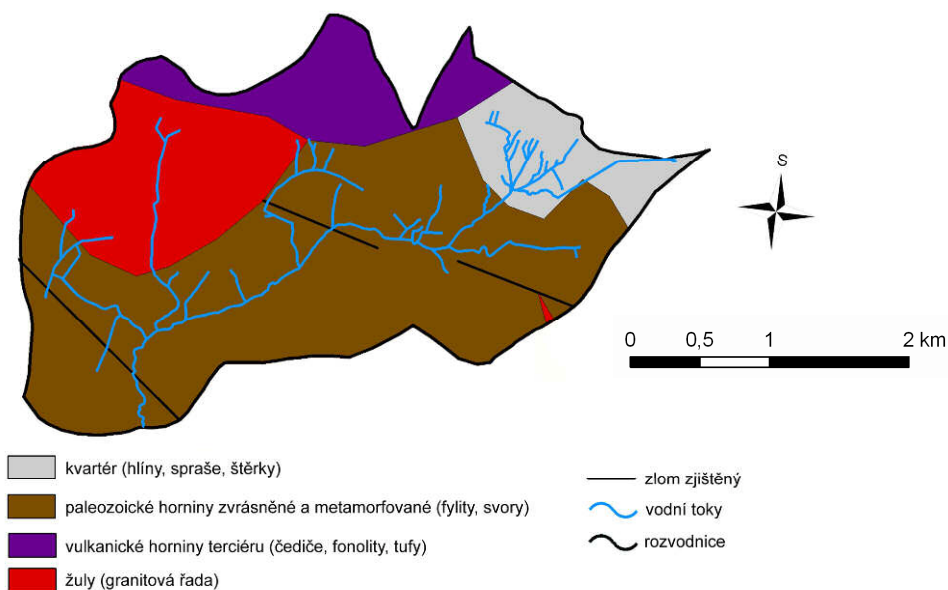


Obrázek 12: Satelitní snímek zájmového území s body měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu a s vyznačenou polohou klimatologické stanice Hřebečná (MŽP, 2010)

3.1.2 Geologická stavba

Geologicky tvoří Krušné hory dvě assyntská antiklinoria z krystalických břidlic, a zvláště žul, ležící na žulovém jádře. Jádru krušnohorské je pluton, z něhož pronikají na povrch žulová tělesa. Krušné hory byly zasaženy mladoassyntským a variským vrásněním. Na některé z malých jezerních pánví se ve spodním miocénu vylila nebo pronikla sopečná tělesa nefelinitů a leucititů s tufy, která vytvořila exoty nebo vypreparované sopouchy (Kunský, 1975).

Experimentální povodí je tvořeno převážně paleozoickými zvrásněnými a metamorfickými horninami. V jeho severní části nalezneme vulkanické horniny terciéru. Východní část povodí je tvořena žulami a v západním cípu povodí se výrazně projevilo období kvartéru, a proto zde nalezneme hlíny, spraše a štěrky (viz obrázek 13) (MŽP, 2010).



Obrázek 13: Geologická stavba zájmového území (MŽP, 2010)

3.1.3 Geomorfologie

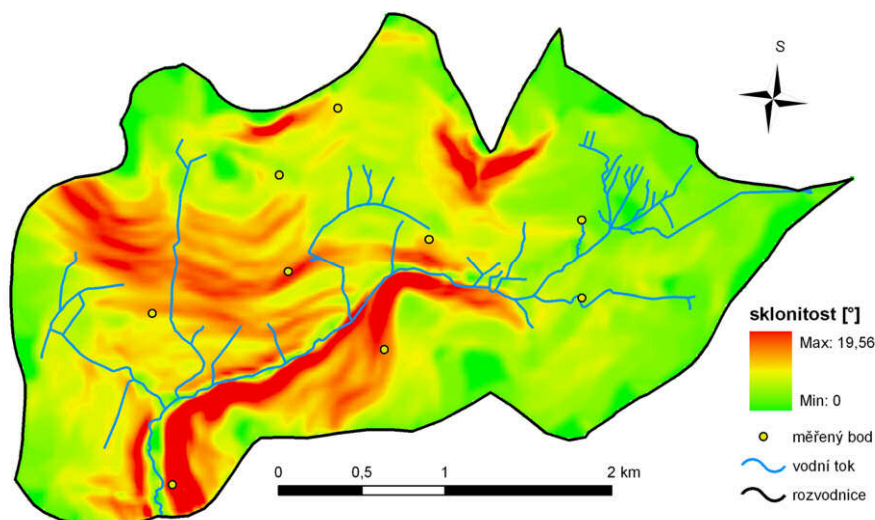
Krušné hory tvoří parovinně zarovnanou questu, plošně až mírně skloněnou k severozápadu, z níž vyčnívají odlehlíky, tvrdoše a čedičové kupy, hřebety i tabulové vrchy. Na českou stranu se svažují stupňovitě zlomovými svahy nad příkopové propadliny podkrušnohorské (Kunský, 1975).

Zájmové území se podle geomorfologického členění nachází v podokrsku Abertamská hornatina. Celé geomorfologické členění je rozepsáno v tabulce 7.

Tabulka 7: Geomorfologické zařazení experimentálního povodí (Balatka a Kalvoda, 2006)

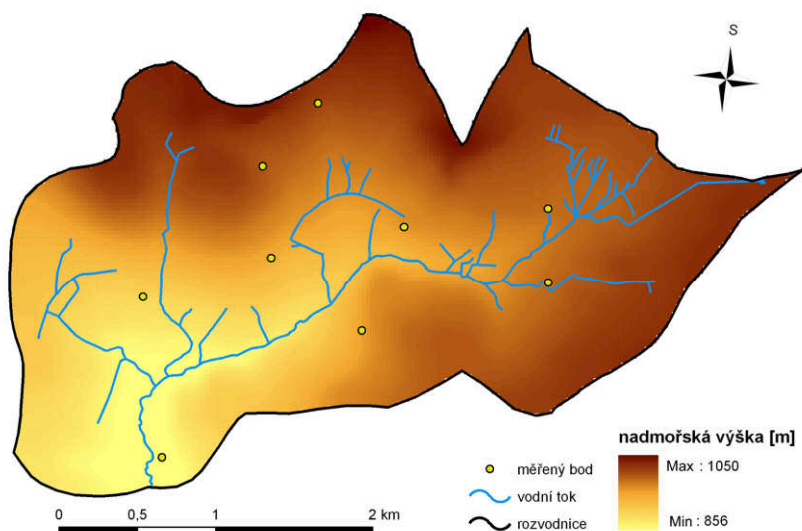
subprovincie	oblast	celek	podcelek	okrsek	podokrsek	geomorfologická jednotky
III						Krušnohorské subprovincie
III	A					Krušnohorská hornatina
III	A	2				Krušné hory
III	A	2	A			Klínovecká hornatina
III	A	2	A	2		Jáchymovská hornatina
III	A	2	A	2	b	Abertamská hornatina

Na obrázku 14 je znázorněna sklonitost v experimentálním povodí. Nejmenší sklon je 0°, největší sklon je 19,56°. Průměrný sklon v experimentálním povodí je 4,5° (MŽP, 2010). Sklon je jedním z důležitých faktorů, který ovlivňuje ukládání sněhu. Vzhledem k převážně rovinatému povrchu se jeho vliv v experimentálním povodí minimalizuje.



Obrázek 14: Sklonitost v experimentálním povodí (MŽP, 2010)

Experimentální povodí není příliš členité. Rozdíl mezi nevyšším a nejnižším místem je pouhých 194 m. Průměrná nadmořská výška je 978 m. Vzhledem k malému převýšení v experimentálním povodí se při zpracování výsledků vliv nadmořské výšky příliš neprojeví. Na území, které by bylo výškově členitější, by byl vliv nadmořské výšky výraznější. Na obrázku 15 je znázorněno výškové členění experimentálního povodí.



Obrázek 15: Výšková členitost experimentálního povodí (MŽP, 2010)

3.1.4 Půdy

V experimentální povodí se nachází 4 půdní typy. Jedná se o gleje, které se vyskytují podél vodních toků. Organozemě nacházející se v oblasti rašeliniště, kambizemě, které se nachází v severozápadním cípu povodí. Posledním typem jsou podzoly, jež se nachází ve zbylých částech povodí (MŽP, 2010).

Glejové půdy se vyznačují trvale vyšší hladinou spodní vody (Horník, 1984), a tudíž i menší schopností absorpce další vody. Jejich zrnitost je různá, a proto se velmi těžce definují hydrologické vlastnosti na konkrétním místě. Kambizemě jsou půdy, ve kterých je hlavním pedogenetickým procesem zajílení (Horník, 1984). Vyšší podíl jílu v půdách snižuje jejich

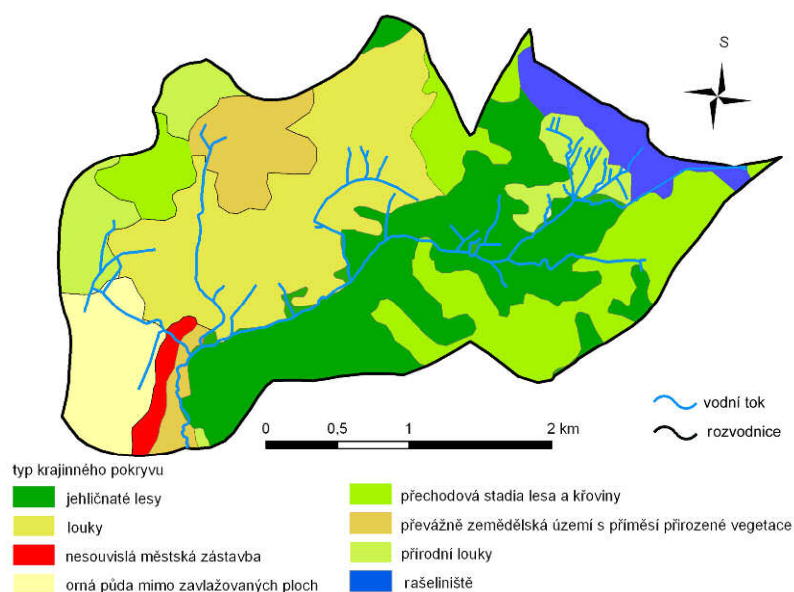
absorpční schopnosti. Podzoly jsou velmi kypré půdy a pro svou kyprost se tyto půdy hydrologicky uplatňují velmi dobře (Horník, 1984).

3.1.5 Krajinný pokryv

Na ploše experimentálního území se podle databáze Landcover CORINE 2000 nachází poměrně velké množství typů vegetačního krytu (obrázek 14). Necelou polovinu zaujímají zalesněná území, další významnou část zaujímají otevřené plochy (viz tabulka 8). V severovýchodním cípu povodí se nachází rašeliniště (MŽP, 2010). Mezi dřevinami je nejhojněji zastoupen smrk.

Tabulka 8: Krajinný pokryv v pramenné oblasti povodí Bystřice (CORINE 2000, MŽP, 2010)

Krajinný pokryv	plocha [km ²]	plocha [%]
jehličnaté lesy	2,47	27,36
louky	2,17	24,09
nesouvislá městská zástavba	0,13	1,43
orná půda mimo zavlažovacích ploch	0,65	7,17
přechodová stadia lesa a křoviny	1,72	19,10
převážně zemědělská území s příměsí přirozené vegetace	0,64	7,11
přírodní louky	0,83	9,22
rašeliniště	0,41	4,52
celkem	9,01	100,00



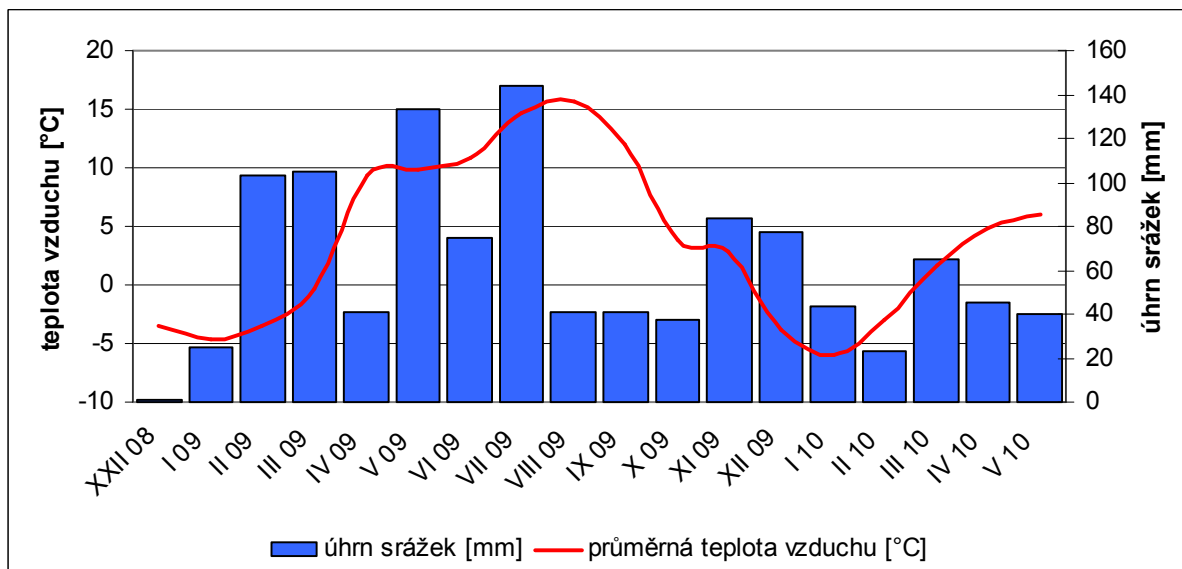
Obrázek 16: Krajinný pokryv v pramenné oblasti povodí Bystřice (CORINE, 2000, MŽP, 2010)

3.1.6 Klima

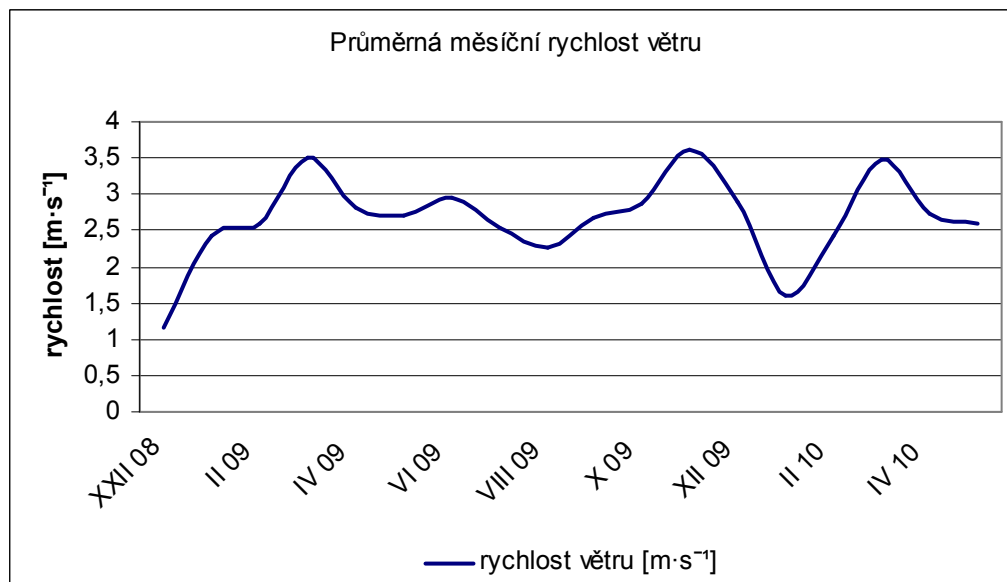
Krušné hory se podle Köppenovy klasifikace nalézají v boreálním klimatu Dfb a Dfc. Podle Quittovy klasifikace se jedná o chladnou klimatickou oblast C₅ (Tolasz, 2007).

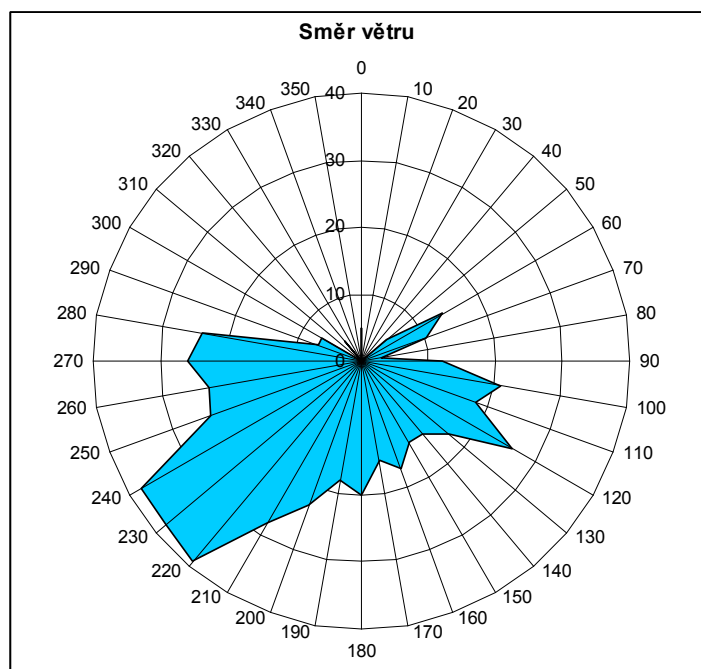
Experimentální povodí je relativně chladné, průměrná roční teplota vzduchu se pohybuje okolo 4°C, průměrná zimní teplota je -3°C. Experimentální povodí se nachází v jednom z největších míst ČR. V polohách nad 800 m n.m. je průměrná rychlost větru

za rok $7-9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, v zimním období je průměrná rychlost $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Celkový roční úhrn srážek je přibližně 1 200 mm. Průměrná maxima sněhové pokrývky je 150 cm a průměrná vodní hodnota sněhu se nachází mezi 200-300 mm (Tolasz, 2007). V obrázku 17 jsou zaznamenány meteorologické charakteristiky zaznamenané meteorologickou stanicí Hřebečná, která je v provozu od prosince 2008. Obrázek 18 znázorňuje převládající směr větru a jeho průměrnou rychlost. Vítr je také velmi důležitým faktorem ovlivňujícím rozložení sněhové pokrývky.



Obrázek 17: Průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek povodí Bystřice v letech 2008-2010 (zdroj: data Křgg)





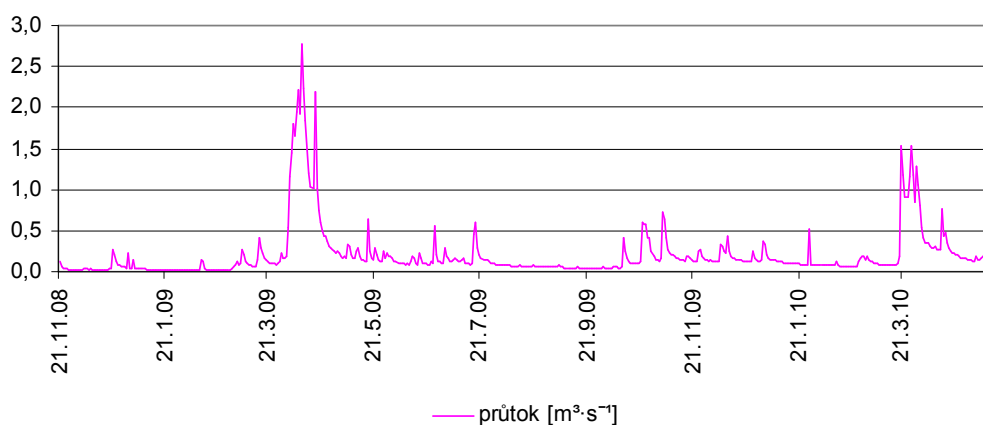
Obrázek 18: Rychlost a převládající směr větru v povodí horní Bystřice v letech 2008-2009 (zdroj: data Kfgg)

3.1.7 Hydrologie

Rozloha povodí a další charakteristiky uvedené v tabulce 8 byly vypočítány na základě mapových podkladů v programu ArcGIS. V zájmovém území se nalézá Mrtvý rybník. Na obrázku 19 jsou znázorněny průměrné průtoky naměřené v povodí horní Bystřice v profilu Abertamy.

Tabulka 8: Hydrologická charakteristika experimentálního povodí (DMÚ 25)

Plocha povodí	9 km ²
Délka rozvodnice	15 km
Úhrnná délka toků	19,7 km
Nejvyšší kóta	1 050 m n. m.
Nejnižší kóta	856 m n. m.
Průměrný sklon povodí	4,5°



Obrázek 19: Průměrné denní průtoky na Bystřici v profilu Abertamy (zdroj: data Kfgg)

3.2 Měření dat

Data byla měřena ve čtyřech termínech: 16.2., 18.3., 24.3. a 30.3. 2010. Tyto termíny byly zvoleny tak, aby byly hodnoty zaznamenány v době maximální sněhové pokrývky (18. 3. 2010) a následně i v době tání. Všechna měření probíhala v denních hodinách a jasného až polojasného počasí.

Ve zkoumané oblasti, kterou určovala rozvodnice, bylo zvoleno celkem 10 míst, na kterých se v rámci vytyčeného profilu měřilo vždy 10 bodů. V 1., 5. a 10. bodě byla zjišťována výška a hmotnost sněhu, v ostatních bodech pouze výška. Místa byla zvolena tak, aby byla reprezentovala zkoumanou oblast. Mezi body na jednotlivých místech byly dělány přibližně 10m rozestupy a body byly voleny tak, aby zaznamenávaly hodnoty pro volné plochy a les (ne vždy to však bylo možné).

K měření výšky sněhu byla používána sněhoměrná tyč. Pro měření vodních hodnot byl použit váhový sněhoměr délky 150 cm a průřezu válce 50 cm². Měření válcem probíhá tak, že se válec zasune do sněhu, sníh v něm se udusá, poté se měřidlo vytáhne ze sněhu a zváží se. V místech měření se zaznamenají následující charakteristiky:

výška sněhu – průměrná výška sněhu, vypočítaná z několika měření

hmotnost – hmotnost válce se vzorkem sněhu

typ vegetace – kategorie vegetace (viz kapitola 4.3)

sklon – sklon v okolí bodu

1 – sklonitost 0-2°

2 – sklonitost 2-10°

3 – sklonitost více než 10°

expozice – expozice svahu dle osmisměrné směrové růžice (pouze u sklonu 2. a 3. kategorie)

3.3 Typologizace vegetačního krytu

Pro potřeby tohoto výzkumu byl vegetační kryt rozdělen do pěti kategorií:

1. volná plocha
2. uzavřená volná plocha
3. nevzrostlý les
4. vzrostlý les
5. vysoký hustý les

Do první kategorie jsou řazeny rozsáhlé volné plochy, např. pole a louky. Do druhé kategorie jsou zařazeny volné plochy, které jsou chráněny před vlivem větru. Do této kategorie patří např. mýtiny nebo plochy ležící v blízkosti skupiny stromů. Ve třetí kategorii jsou nízké lesy. Stromy v nízkém lese mají maximální výšku přibližně 5 m. Do čtvrté kategorie řadíme vzrostlý les. Vzrostlý les je charakterizován tím, že při pohledu do korun stromu je vidět obloha. Pátá kategorie zahrnuje vysoký hustý les. V tomto lese není při pohledu nahoru vidět obloha. Všechny kategorie jsou zobrazeny na obrázku 20.

kategorie 1 – volná plocha



kategorie 2 – uzavřená volná plocha



kategorie 3 – nevzrostlý les



kategorie 4 – vzrostlý les



kategorie 5 – vysoký hustý les



Obrázek 20: Kategorie vegetačního krytu (foto: Podzimek, 2009)

3.4 Zpracování dat

Od naměřené hmotnosti byla odečtena váha sněhoměrného válce, a tím byla zjištěna čistá hmotnost sněhu. Z naměřených výšek sněhu a zjištěné hmotnosti se vypočítala vodní hodnota sněhu podle vzorce:

$$SWE = 200 \cdot m \cdot \left(\frac{SCE_1}{SCE_2} \right),$$

kde SWE je vodní hodnota sněhu a m je čistá hmotnost sněhu. Hmotnost sněhu se násobí 200, aby se zjistila průměrná hodnota pro 1 m². Naměřená hodnota je pro 50 cm². Výsledek se dále dělí podílem průměrné výšky sněhu v 10 bodech – SCE₁ a výškou sněhu ve sněhoměrném válci – SCE₂. Vynásobením podílu výšek se získají charakterističtější data vodní hodnoty sněhu. Body byly následně rozděleny do skupin podle vegetačního krytu. Tím byly zjištěny 3 hodnoty SWE pro sérii 10 bodů. Tyto hodnoty byly zprůměrovány, čímž se získala nejrepresentativnější vodní hodnota sněhu pro každý měřený úsek. Pro tvorbu map „fiktivních“ pokryvů se používaly vodní hodnoty, které odpovídaly vegetačním typem vybranému „fiktivnímu“ pokryvu.

Takto připravená data byla zpracována v programu ArcGIS. Při tvorbě map byla použita databáze DMU 25. K vrstvě vrstevnic byly připojeny vrstvy měřených bodů, vodní tok a rozvodnice. Z těchto dat byla vytvořena mapa sklonitosti a výškové členitosti pomocí funkcí 3D Analyst.

Pro tvorbu výsledných map výšek sněhové pokrývky a vodních hodnot sněhu byla použita interpolační metoda IDW (funkce z nabídky Spatial Analyst). Interpolační metoda IDW (Inverse distance weighting) je vhodná pro interpolaci povrchů, pokud body dostatečně pokrývají daný jev. Lineární průměr hodnot je ovlivněn inverzní vzdáleností od sousedních bodů. Čím blíže je bod interpolovanému, tím větší má váhu ve výsledném průměru. Metoda IDW měla nastaveny parametry takto: váha 2, velikost pixelu 18x18 m. Z důvodu nižšího počtu bodů u hodnot pro les byla nastavena váha pro interpolaci lesa na 1,5. Metoda IDW používá pro výpočet hodnot následující vzorec:

$$z = \sum_{i=1}^n w_i \cdot z_i \quad w_i = \frac{1}{d_i^k}$$

z_i – známé hodnoty

z – počítaná hodnota

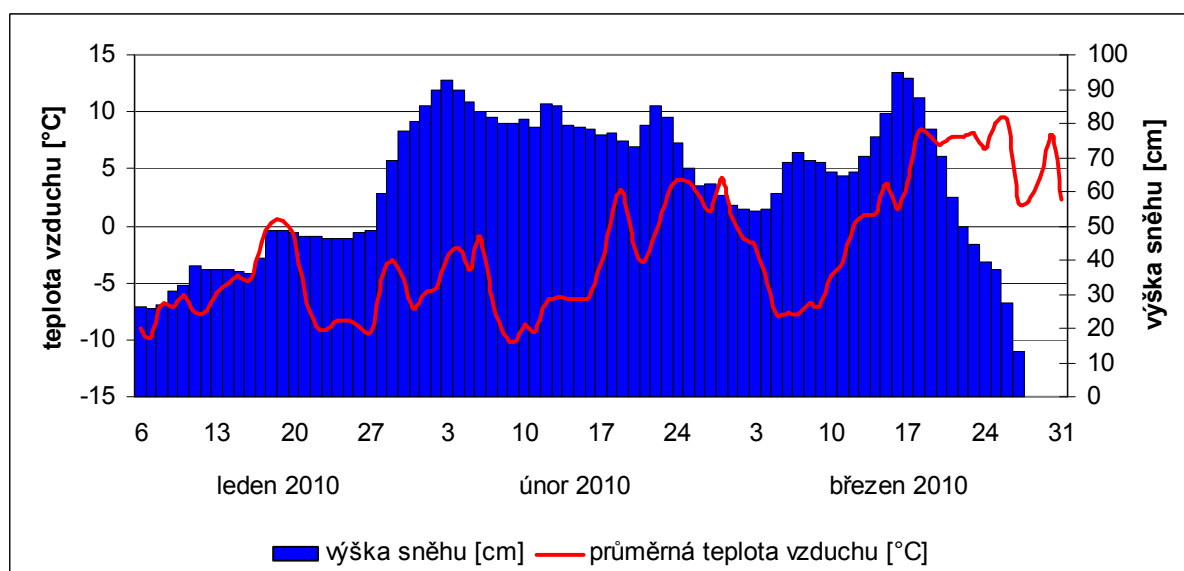
d – vzdálenost od známého bodu

w – váhová funkce, pro $k=1$ nepřímo úměrná vzdálenost

Interpolační metoda IDW byla zvolena na základě srovnání s metodami Kriging a Spline. Metoda Spline byla nevhodná z důvodu malého počtu bodů. Metoda Kriging byla vyloučena především pro obtížné nastavení správných parametrů. Interpolační metoda IDW při srovnávání vykazovala realističtější vykreslení. Orografická regrese nebyla zvolena, protože se neprokázala závislost mezi zkoumanými jevy – vodní hodnotou sněhu resp. výškou sněhu a nadmořskou výškou.

4 Výsledky

Výsledky získané měřeními v terénu byly zpracovány do map. Soubor map, na kterých je zaznamenána výška sněhu a vodní hodnota sněhu, je uložen v přílohách 1-12. Na vývoj sněhové pokrývky mají velký vliv především 2 klimatické faktory: teplota vzduchu a úhrn srážek. Průběh teploty vzduchu na stanici Hřebečná ve sledovaném období je znázorněn společně s výškou sněhu na obrázku 21. Klimatologická stanice Hřebečná (obrázek 12), kterou provozuje Katedra fyzické geografie a geoekologie, je umístěna uvnitř experimentálního povodí v nadmořské výšce 960 m n. m. a svojí polohou tak reprezentuje klimatické poměry v povodí.



Obrázek 21: Výška sněhu a průměrná teplota vzduchu na stanici Hřebečná v povodí horní Bystřice (zdroj: data Kfgg)

Rozložení sněhové pokrývky a její vodní hodnoty je znázorněno na obrázku 22 a podrobněji v přílohách 1, 4, 7, 10. Mezi prvním a druhým měřením došlo k celkovému poklesu sněhové pokrývky. Lokálně však došlo i k navýšení sněhové pokrývky. Vodní hodnota sněhu se zvýšila průměrně o 70 mm. Po 18. 3. došlo k nárůstu teploty vzduchu a ke zrychlení tání. U dalších měření je proto patrný rovnoměrný pokles výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu. Mezi 2. a 3. měřením poklesla výška sněhu průměrně o 20 cm a vodní hodnota sněhu přibližně o 70 mm. Podobný pokles v obou charakteristikách byl zaznamenán i mezi 3. a 4. měřením. Během 4. měření byla část povodí již bez sněhové pokrývky. Jak je z map patrné, tak ve východním cípu povodí se sníh vyskytuje delší část zimy. To je způsobeno pravděpodobně 2 faktory. Prvním je vyšší nadmořská výška a tím druhým je rozdílná vegetace. Ve východní části povodí je větší množství lesních porostů. V západní části povodí jsou spíše pole a louky. Rozmístění sněhu je do velké míry ovlivněno i dalšími faktory. V tomto povodí především větrem. Ten způsobuje zvýšení sněhové pokrývky na malé ploše.

Hodnoty pro výšku sněhu a vodní hodnotu pouze pro vegetační typy 1 (volná plocha) a 2 (uzavřená volná plocha) jsou znázorněny na obr. 22 a podrobně v přílohách 2, 5, 8, 11. Tyto mapy znázorňují předpokládaný průběh akumulace a tání sněhové pokrývky v případě,

že by zájmové území nebylo zalesněno. Mezi prvním a druhým měřením došlo k nárůstu výšky sněhu (průměrně o 8 cm) i vodní hodnoty sněhu (průměrně o 70 mm). Mezi druhým a třetím měřením však došlo k velmi výraznému poklesu u obou sledovaných charakteristik. Výška sněhu poklesla během jednoho týdne průměrně o 47 cm. Vodní hodnota sněhu klesla o 80 mm. Při posledním měření byla většina východní části povodí již bez sněhové pokrývky. Vodní hodnota poklesla průměrně o 70 mm. Ve východní části povodí je v průběhu zimy vývoj vodní hodnoty rozdílný oproti vývoji v západní části. V západní části povodí je mezi 1. a 2. měřením patrný nárůst a při následných měřeních je patrný rychlejší pokles. Ve východní části povodí je v průběhu zimy vodní hodnota sněhu výrazně vyrovnanější. Mezi 1. a 2. měřením je nárůst vodní hodnoty sněhu výrazně nižší než ve zbytku povodí. Mezi 2. a 3. měřením došlo jen k minimálnímu poklesu vodní hodnoty sněhu. Ve východním povodí došlo k poklesu přibližně o 20 mm, v ostatních částech povodí došlo k poklesu až o 90 mm. Při dalším měření byl rozdíl ve zjišťovaných charakteristikách na celém území rovnoměrný. Velké rozdíly mezi východní a západní částí povodí mohou být způsobeny i různými typy vegetace. V západní části povodí se vyskytují především otevřené plochy (vegetační typ 1), ve východní části je nejčastějším typem vegetačního pokryvu jehličnatý les (vegetační typ 2).

V přílohách 3, 6, 9, 12 jsou znázorněny předpokládané průběhy akumulace a tání sněhové pokrývky pro povodí horní Bystřice, pokud by bylo celé zalesněné. Zde se výrazně projevuje intercepce. Mezi prvním a druhým měřením se výška sněhu téměř nezměnila, oproti tomu došlo k výraznému zvýšení vodní hodnoty sněhu (průměrně 68 mm). Při třetím měření byl zjištěn pokles výšky sněhu průměrně o 30 cm. Pokles vodní hodnoty sněhu byl přibližně 40 mm. Mezi třetím a čtvrtým měřením došlo ke stejnému poklesu vodní hodnoty sněhu. Výška sněhu klesla o 23 cm. Vztáhneme-li pokles výšky sněhu k ostatním faktorům, které ji ovlivňují, můžeme pozorovat výraznější pokles v nižších nadmořských výškách.

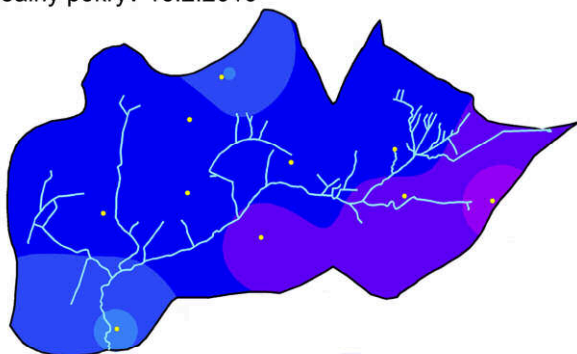
Všechny výše popsané nárůsty a poklesy vodní hodnoty sněhu a výšky sněhu jsou zaznamenány v tabulce 9.

Tabulka 9: Výška sněhu a vodní hodnota sněhu v průběhu zimy 2009/2010 v horním povodí Bystřice (zdroj: data Křgg, upraveno v ArcGIS 9.3)

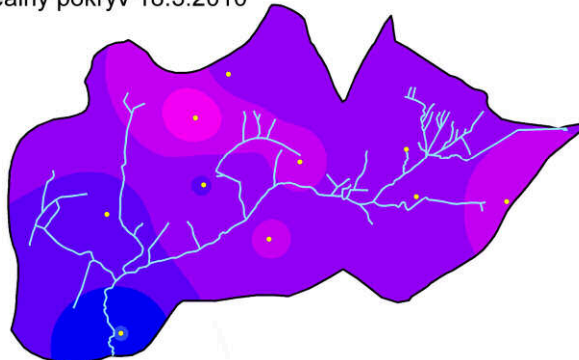
typ vegetace	termín měření	výška sněhu [cm]				vodní hodnota sněhu [mm]			
		min	max	průměr	směrodatná odchylka	min	max	průměr	směrodatná odchylka
reálná vegetace	16.2.2010	53	92	70	8	99	225	162	24
	18.3.2010	4	98	67	14	139	315	231	23
	24.3.2010	12	57	41	11	44	250	163	42
	30.3.2010	0	42	20	9	0	198	92	43
volná plocha	16.2.2010	55	87	67	5	104	204	152	14
	18.3.2010	43	101	75	10	148	314	228	21
	24.3.2010	14	60	38	9	45	208	149	32
	30.3.2010	0	49	22	10	0	167	79	36
les	16.2.2010	43	96	78	8	75	248	170	25
	18.3.2010	43	96	78	8	120	317	238	26
	24.3.2010	8	62	48	8	42	250	191	33
	30.3.2010	0	41	25	6	0	386	158	40

Ze srovnání průběhu tání sněhové pokrývky (viz obrázek 22) je patrné, že nejpomalejší tání sněhu by bylo ve zcela zalesněném území. Na otevřených plochách dochází k nejrychlejšímu tání. Na území s podobným pokryvem, jaké má experimentální území, dochází k postupnému odtávání sněhu, nejprve na otevřených plochách, a poté v zalesněných plochách. Rychlost tání sněhu je ovlivňována faktory, které jsou popsány v kapitole 2.4.

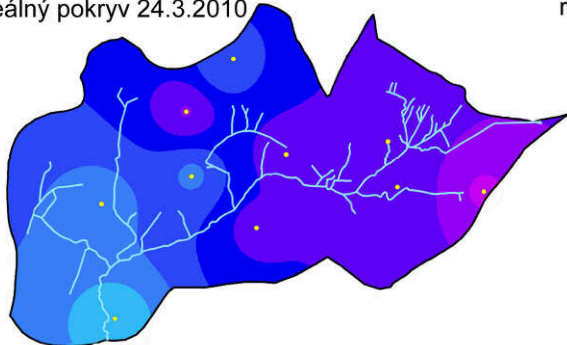
reálný pokryv 16.2.2010



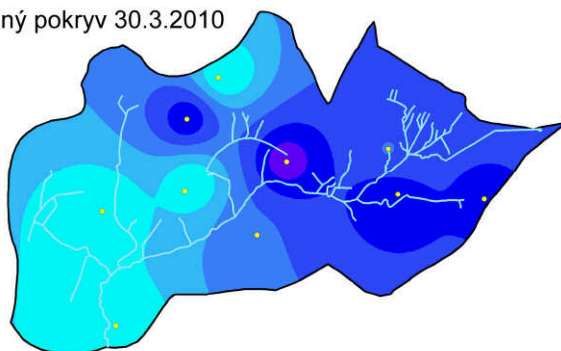
reálný pokryv 18.3.2010



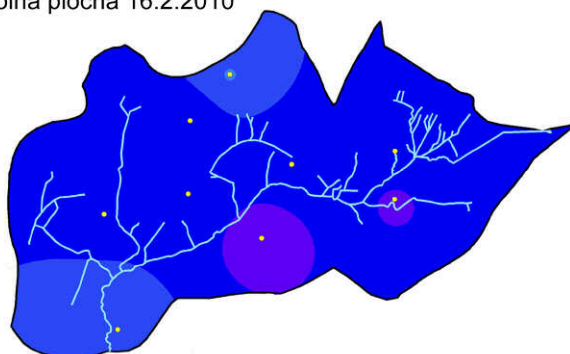
reálný pokryv 24.3.2010



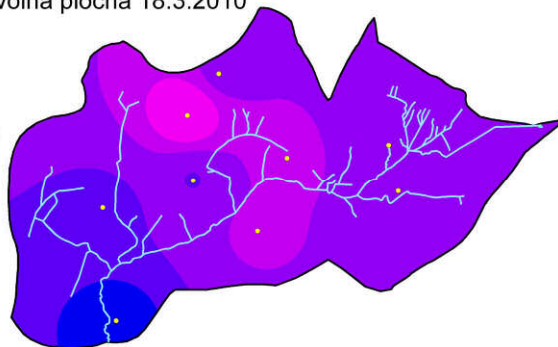
reálný pokryv 30.3.2010



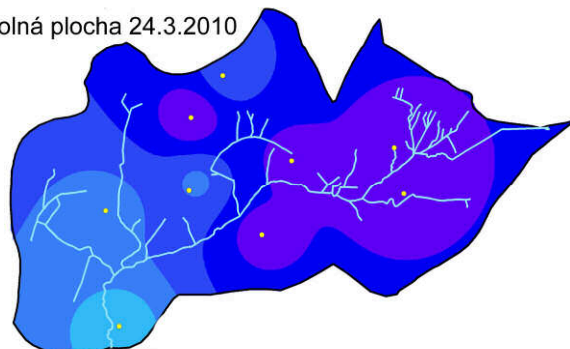
volná plocha 16.2.2010



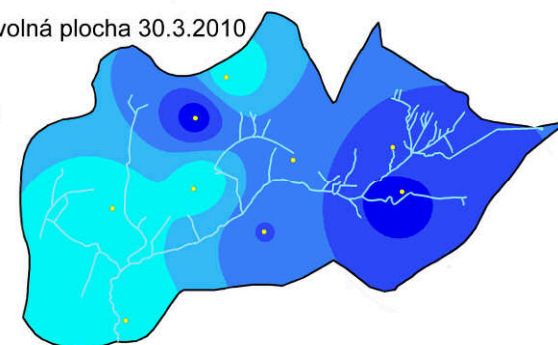
volná plocha 18.3.2010

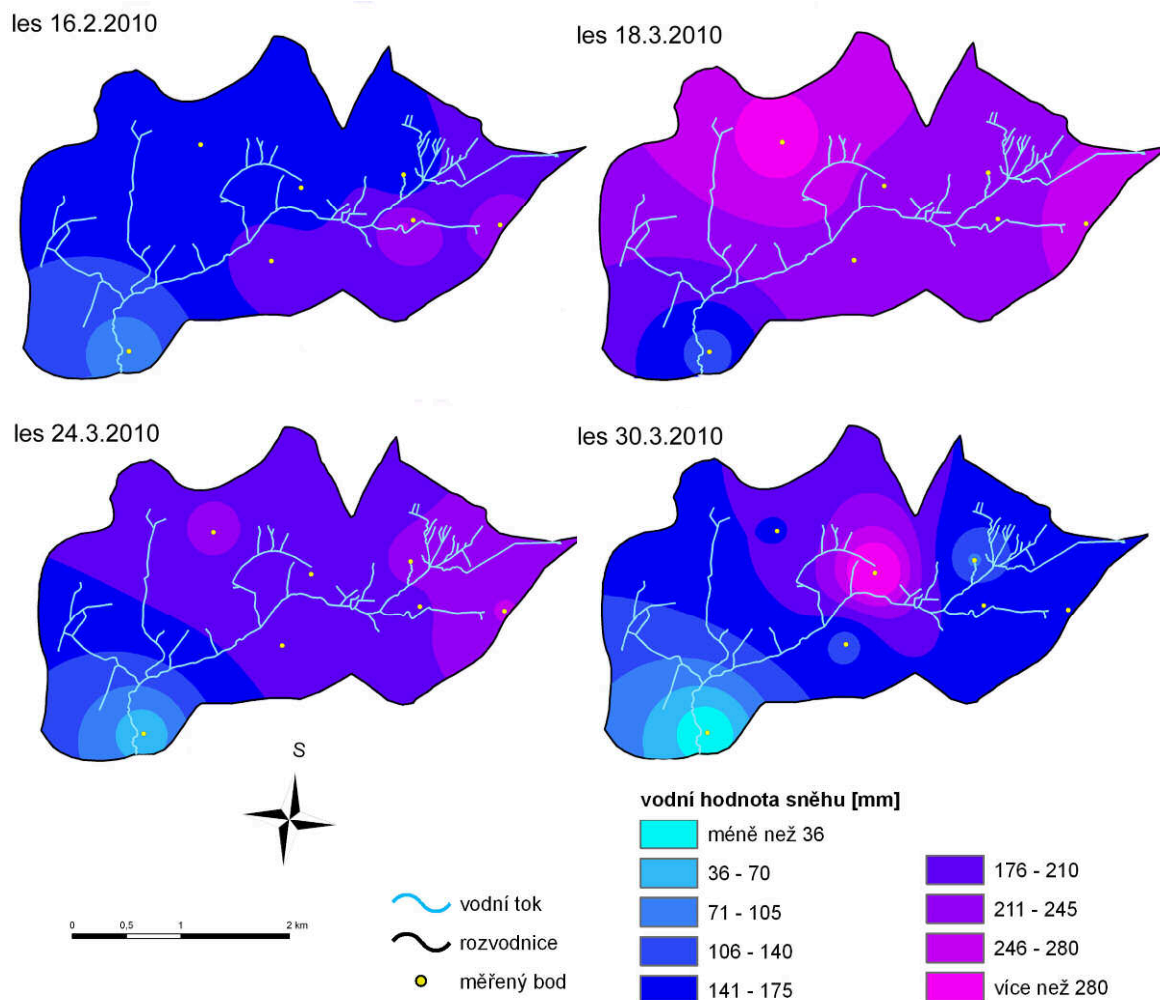


volná plocha 24.3.2010



volná plocha 30.3.2010





Obrázek 22: Vývoj vodní hodnoty sněhu v povodí horní Bystřice v zimě 2010 (zdroj: data Kfgg, upraveno v ArcGIS)

V tabulce 10 jsou zaznamenány hodnoty pro intenzitu tání a sublimace sněhu ve sledovaném území. Pro výpočet intenzity tání a sublimace byly vyřazeny body, na kterých roztál sníh před měřením. Tyto body by mohly data výrazně zkreslit. Nižší intenzita tání a sublimace u volné plochy v druhém sledovaném období je pravděpodobně způsobena nižší výškou sněhové pokrývky, která s velkou pravděpodobností způsobila vyšší chybu měření a následné interpolace.

Tabulka 10: Intenzita tání a sublimace sněhu v povodí horní Bystřice v březnu 2010 (zdroj: data Kfgg)

období	plocha	intenzita tání a sublimace [mm·den ⁻¹]
18.-24.3.2010	les	4,98
	volná plocha	6,41
24.-30.3.2010	les	4,31
	volná plocha	2,69

5 Diskuse

Během výzkumu sněhové pokrývky v Krušných horách se prokázala její variabilita ve sledovaných charakteristikách – výška sněhu a vodní hodnota sněhu.

5.1 Chyby vzniklé při měření a zpracování dat

Správnost výsledků mohla ovlivnit řada chyb. Tyto chyby se dají rozdělit do dvou skupin podle vzniku – chyby vzniklé při měření a chyby vzniklé při zpracování naměřených hodnot.

Chyby při měření v terénu jsou ovlivňovány technickými parametry přístrojů a subjektivním úsudkem měřiče. Jednou z nich může být výběr nepříliš reprezentativního místa v rámci zkoumané oblasti. Další, které se může měřič dopustit, je špatný výběr místa v bodě měření. V místě odběru se může nacházet překážka, která neumožní odebrání reprezentativního vzorku sněhu. Při opakovaném měření v místě odběru může dojít k odchýlení od místa, na kterém se měřilo v předchozích termínech měření. Tato odchylka je způsobena přesností GPS. Při odebírání vzorku sněhu do sněhoměrného válce může docházet k hrnutí sněhu mimo válec a neodebrání všeho sněhu. Naměřená hodnota je pak nižší než skutečná. Problémy při odběru sněhu mohou způsobit i ledové krusty uvnitř sněhové pokrývky (Kocum a kol., 2009). Vzhledem k průběhu letošní zimy jsme se s tímto problémem nepotýkali. Naměřená hodnota je ovlivněna i přesností vah. Ta je v našem případě $\pm 2\text{g}$.

Chyby vzniklé při zpracování jsou spíše technické. Chyby vznikají při interpolaci dat a jsou závislé na použité interpolační metodě a jejím nastavení. V práci dochází ke zkreslení výsledků i z důvodu umístění bodů pouze uvnitř zájmového území. Hodnoty na okraji zájmového území jsou vygenerovány automaticky pomocí nabízené funkce. Vzhledem k faktu, že měření jsou bodová a nelze na celém území postihnout všechny faktory ovlivňující rozložení sněhové pokrývky, není možné vykreslit reálné rozložení sněhové pokrývky. K malému zkreslení výsledků mohlo dojít i při zpracování hodnot v tabulkovém editoru, kde byly hodnoty zaokrouhleny.

5.2 Zhodnocení vlivu vegetace

Vegetace má na akumulaci a tání sněhové pokrývky velmi výrazný vliv. Ve fázi akumulace sněhové pokrývky se jedná o intercepci. Ve fázi tání sněhové pokrývky se jedná o pohlcení a odraz slunečního záření v korunách stromů. Výzkum prováděný v povodí horní Bystřice v Krušných horách se zaměřil na rozdíly mezi volnou plochou a převážně jehličnatým lesem. Výzkumy citované v rešerši práce (Hribík a Škvarenina, 2007a, Kantor, 2007) se zabývají i rozdíly mezi listnatým a jehličnatým lesem. Při porovnání výsledků získaných v námi prováděném výzkumu a výzkumech zmiňovaných v práci jsme dospěli k velmi podobným výsledkům. Kantor (2007) ve své práci věnované ukládání a intenzitě tání sněhu v Deštném v Orlických horách uvádí, že rozdíly v tání mezi listnatým a jehličnatým lesem nejsou příliš velké. Výzkum prováděných v BR Pořana a v Tatrách ukazuje na velké rozdíly mezi táním sněhu na otevřené ploše a táním sněhu v lese. Rozdíly tání a sublimace sněhu ve výzkumech prováděných na Slovensku se pohybují mezi 9 a 14 mm·den⁻¹. V tomto výzkumu je rovněž porovnáváno tání sněhu s listnatým lesem. Listnatý les se hodnotami tání

přibližuje volným plochám. Rozdíly v intenzitě tání a sublimace sněhu ve výzkumu prováděném v Orlických horách jsou v rozmezí $1-6 \text{ mm} \cdot \text{den}^{-1}$ mezi jehličnatým a listnatým lesem. Při výzkumu, který probíhal v Krušných horách jsme při porovnání hodnot tání a sublimace sněhu zjistili jen velmi malé rozdíly. Rozdíl v intenzitě tání sněhu mezi volnou plochou a lesy byl za první sledované období necelé $1,43 \text{ mm} \cdot \text{den}^{-1}$. V druhém sledovaném období byla zjištěna vyšší intenzita tání a sublimace ze sněhu u lesa. To bylo pravděpodobně způsobeno tím, že v místech s otevřenou plochou bylo již málo sněhu.

Výsledné mapy jsou do jisté míry ovlivněny subjektivními i technickými chybami popsány v předchozí kapitole. K lokální anomálii v mapě mohlo dojít na základě chyby při měření nebo jsou tato místa výrazně ovlivněna fyzicko-geografickými faktory. Příkladem může být navátí sněhové pokrývky do místa terénní deprese. Při výsledném interpretování map je proto nutné tyto faktory zohledňovat. V experimentální povodí se vliv větru projevoval výrazněji než například sklon, expozice či nadmořská výška.

6 Závěr

Na základě odborné literatury i vlastních měření lze prokázat vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Sama měření prokázala velkou variabilitu sněhové pokrývky. Tato variabilita je způsobena řadou fyzicko-geografických faktorů, mezi které patří již zmíněná vegetace, dále také například nadmořská výška, vítr a teplota vzduchu. Účinky jednotlivých faktorů se však prokazují jen velmi obtížně, protože na akumulaci a tání sněhu se podílí určitým dílem všechny faktory.

Na základě měření probíhajících v zimě 2009/2010 v horním povodí Bystřice v Krušných horách jsme dokazovali vliv vegetace na akumulaci a především tání sněhové pokrývky. Vliv vegetace byl ve zkoumané oblasti zřetelný převážně v závěru zimy. Vegetace ovlivňuje výšku sněhové pokrývky, vodní hodnotu sněhu a další vlastnosti sněhu. Výška sněhu a vodní hodnota sněhu je v lese v době akumulace výrazně ovlivňována intercepací. V době tání zachytávají koruny stromů sluneční záření, a proto je tání v lese pomalejší než tání na volných plochách. Na volných plochách se rovněž výrazněji projevují i další faktory, které urychlují tání sněhu. Na volných plochách je mnohem výraznější vliv větru. Z map je patrné, že sníh rychleji odtál v částech povodí, kde se nachází otevřené plochy. V zalesněných částech povodí se sníh vyskytuje delší dobu.

Analýza jednotlivých faktorů ovlivňujících rozložení sněhové pokrývky v krajině je velmi důležitá pro výpočty množství vody sněhu a pro modelování odtoku z povodí. Z těchto výpočtů se vychází při předpovídání povodňových situací v jarním období. Je proto důležité, aby se stále zdokonalovaly postupy měření a schopnost interpretace získaných dat. Znalost množství vody akumulované ve sněhu a správná předpověď tání sněhu může ochránit majetek i lidské životy.

7 Seznam použité literatury

BALATKA, B., KALVODA, J. *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. 1. vyd. Praha: Kartografie Praha, 2006. 80 s. ISBN 80-7011-913-6.

BRÁZDIL, R., KIRCHNER, K. *Vybrané přírodní extrémy a jejich dopady na Moravě a ve Slezsku*. 1. vyd. Brno: Masarykova univerzita, 2007. 431 s. ISBN 978-80-210-4173-8.

CLINE, D. *Snow Hydrology* [online]. c1999 [cit. 2010-05-03]. Dostupné z: <http://www.comet.ucar.edu/class/hydromet/09_Oct13_1999/docs/cline/comet_snowhydro/index.htm>.

ČEKAL, R. *Hydrosynoptická analýza povodňových situací v povodí Horní Ohře*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2005. 220 s.

DEWALLE, D. R., RANGO, A. *Principles of snow hydrology*. 1st edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 410 s. ISBN 978-0-521-82362-3.

DVOŘÁK, I.J. a kol. Vliv navátého sněhu na vodní bilanci malého horského povodí, Modrý důl v Krkonoších, Česká republika. In *11. stretnutie snehárov: Sborník ze semináře*. ČHMÚ. 2006. s. 23-29.

ENTWISTLE, J. *Nakaya's snowflakes classification system* [online]. Poslední revize 11. 4. 2008. [cit. 2010-05-09] Dostupné z: <http://www.nasa.gov/pdf/183516main_nakaya.pdf>.

FLIEGL, O. *Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: případová studie povodí horní Otavy*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2009. 80 s.

HORNÍK, S. a kol. *Fyzická geografie 2*. 1.vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1986. 320 s.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v Biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. In *11. stretnutie snehárov: Sborník ze semináře*. ČHMÚ. 2006. s. 30-40.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In Hribík, M., Holko L., Škvarenina J. *12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára*. 2007a. s. 88-98.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. Dynamika snehovej pokrývky na výškovom tranzekte Kráľovej hole - Nízke Tatry, v zime 2005/06. In Hribík, M., Holko L., Škvarenina J. *12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára*. 2007b. s. 75-79.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. Les a sneh. In Hribík, M., Holko L., Škvarenina J. *12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára*. 2007c. s. 119-146.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. Porovnanie zím 2005 až 2009 z hľadiska vodnej hodnoty snehu v orografickom celku Západných Tatier. In Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. *XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov: Sborník příspěvků*. Praha: ČZU v Praze. Fakulta životní prostředí, 2009. s. 40-50.

JELÍNEK, J. *Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2008. 85 s.

KANTOR, P. a kol. Ukládání a intenzita tání sněhu v mladém smrkovém a bukovém porostu v zimním období 2005/2006. In *Klima lesa*. J. Rožnovský, 2007. ISBN 978-80-86690-40-7

KAŠPÁREK, L. a kol. *Jarní povodeň 2006 v České republice*. 1. vyd. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka, 2006a. 96 s.

KAŠPÁREK, L. a kol. *Meteorologické a hydrologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR* [online]. 2006, poslední revize 30.10. 2006b [cit. 2010-05-09]. <<http://voda.chmi.cz/pov06/obsah.html>>.

KEMEL, M., KOLÁŘ, V. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: Vydavatelství ČVUT, 1980. 292 s.

KOCUM, J. a kol. Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. *XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov: Sborník příspěvků*. Praha: ČZU v Praze. Fakulta životní prostředí, 2009. s. 105-113.

KUNSKÝ, J. *Československo fyzicky zeměpisně*. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1975. 253 s.

MAGONO, Ch., LEE, W. L. Meteorological Classification of Natural Snow Crystals. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics* [online]. Hokkaido University, 1963, vol. 2, no. 4. [cit. 2010-05-05]. Dostupné z: <[http://eprints.lib.hokudai.ac.jp/dspace/bitstream/2115/8672/1/2\(4\)_p321-335.pdf](http://eprints.lib.hokudai.ac.jp/dspace/bitstream/2115/8672/1/2(4)_p321-335.pdf)>.

MATĚJÍČEK, J., HLADNÝ, J. *Povodňová katastrofa 20. století na území České republiky*. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 60 s.

Ministerstvo životního prostředí, Ministerstvo vnitra, CENIA. Portál veřejné správy České republiky: *Mapové služby* [online]. c2003-2010 [cit. 2010-05-02]. Dostupné z: <<http://geoportal.cenia.cz/>>.

NETOPIL, R. a kol. *Fyzická geografie 1*. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1984. 273 s.

PETERKOVÁ, J. *Sněhová mapa ČR* [online]. c2007-2010 [cit. 2010-05-07]. Dostupné z: <<http://www.kudyznudy.cz/cs/fotografie/2009-09/2009-09-14-122007-zvirata-priroda-pec-pod-snezkou.html>>.

PODZIMEK, S. *Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2009. 49 s.

SINGH, P., SINGH, V. *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht : Kluwert Academic Publishers, 2001. 742 s. ISBN 0-7923-6767-7.

SPUSTA, V. a kol. Ukládání sněhu na závětrných svazích české strany Krkonoš (tundrová zóna). In *Opera Corcontica*. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 2003. s. 87-104. ISSN 1803-141.

ŠMÍDOVÁ, J. *Povodňové situace v povodí Opavy*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2006. 81 s.

TOLASZ, R. a kol. *Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia*. 1. vyd. Praha, Olomouc: Český hydrometeorologický ústav, 2007. 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1, ISBN 978-80-244-1626-7.

VLASÁK, T. *Návrh databanky povodí Otavy a její využití v protipovodňové ochraně*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2008. 144 s.

ŽIDEK, D., LIPINA P. *Návod pro pozorovatele meteorologických stanic* [online]. c2003 [cit. 2010-05-10]. Dostupný z: <http://www.chmu.cz/OS/pdf/metodicky_navod/MP.pdf>.

7.1 Datové zdroje

DMU 25, VGHÚ, Geografická služba AČR.
Český hydrometeorologický ústav.

8 Seznam obrázků

Obrázek 1: Klasifikace sněhových krystalů podle IAHS

Obrázek 2: „Mapa republiky“ v Modrém dole v Krkonoších

Obrázek 3: Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v Západních Tatrách v roce 2006

Obrázek 4: Průběh vodní hodnoty sněhu v transektu Král'ova hoľa v roce 2006

Obrázek 5: Vodní hodnota sněhu v povodí Rokytky, 16.2.2007

Obrázek 6: Průběh výšky sněhové pokrývky v transektu BR Poľana – volná plocha

Obrázek 7: Intercepovaný sníh na jehličnanech a listnatých stromech

Obrázek 8: Výška sněhové pokrývky v BR Poľana a její dynamika v zimě 2004/2005 a 2005/2006 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše

Obrázek 9: Hustota sněhové pokrývky v BR Poľana a její dynamika v zimě 2004/2005 a 2005/2006 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše

Obrázek 10: Vodní hodnota sněhové pokrývky v BR Poľana a její dynamika v zimě 2004/2005 a 2005/2006 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše

Obrázek 11: Grafy sezonality povodní na Bystřici (Ostrov nad Ohří) a Rolavě (Stará Role)

Obrázek 12: Satelitní snímek zájmového území s body měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu a s vyznačenou polohou klimatologické stanice Hřebečná

Obrázek 13: Geologická stavba zájmového území

Obrázek 14: Sklonitost v experimentálním povodí

Obrázek 15: Výšková členitost experimentálního povodí

Obrázek 16: Krajinový pokryv v pramenné oblasti povodí Bystřice

Obrázek 17: Průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek povodí Bystřice v letech 2008-2010

Obrázek 18: Rychlost a převládající směr větru v povodí horní Bystřice v letech 2008-2009

Obrázek 19: Průměrné denní průtoky na Bystřici v profilu Abertamy

Obrázek 20: Kategorie vegetačního krytu

Obrázek 21: Výška sněhu a průměrná teplota vzduchu v horní povodí Bystřice

Obrázek 22: Vývoj vodní hodnoty sněhu v povodí horní Bystřice v zimě 2010

9 Seznam tabulek

Tabulka 1: Typy sněhových krystalů v závislosti na teplotě

Tabulka 2: Hustota sněhu v závislosti na charakteru sněhu

Tabulka 3: Výpar ze sněhu podle teploty

Tabulka 4: Výsledky kinematických měření GPS na „Mapě republiky“

Tabulka 5: Část oblohy viditelná z různě skloněného svahu

Tabulka 6: Intenzita tání a sublimace sněhu na volné ploše a lesních porostech smrku a buku v jarních obdobích let 2004-2006

Tabulka 7: Geomorfologické zařazení experimentálního povodí

Tabulka 8: Krajinový pokryv v pramenné oblasti povodí Bystřice

Tabulka 9: Výška sněhu a vodní hodnota sněhu v průběhu zimy 2009/2010 v horním povodí Bystřice

Tabulka 10: Intenzita tání a sublimace sněhu v povodí horní Bystřice v březnu 2010

10 Seznam příloh

Příloha 1: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 16.2.2010

Příloha 2: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 16.2.2010

Příloha 3: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 16.2.2010

Příloha 4: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 18.3.2010

Příloha 5: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 18.3.2010

Příloha 6: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 18.3.2010

Příloha 7: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 24.3.2010

Příloha 8: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 24.3.2010

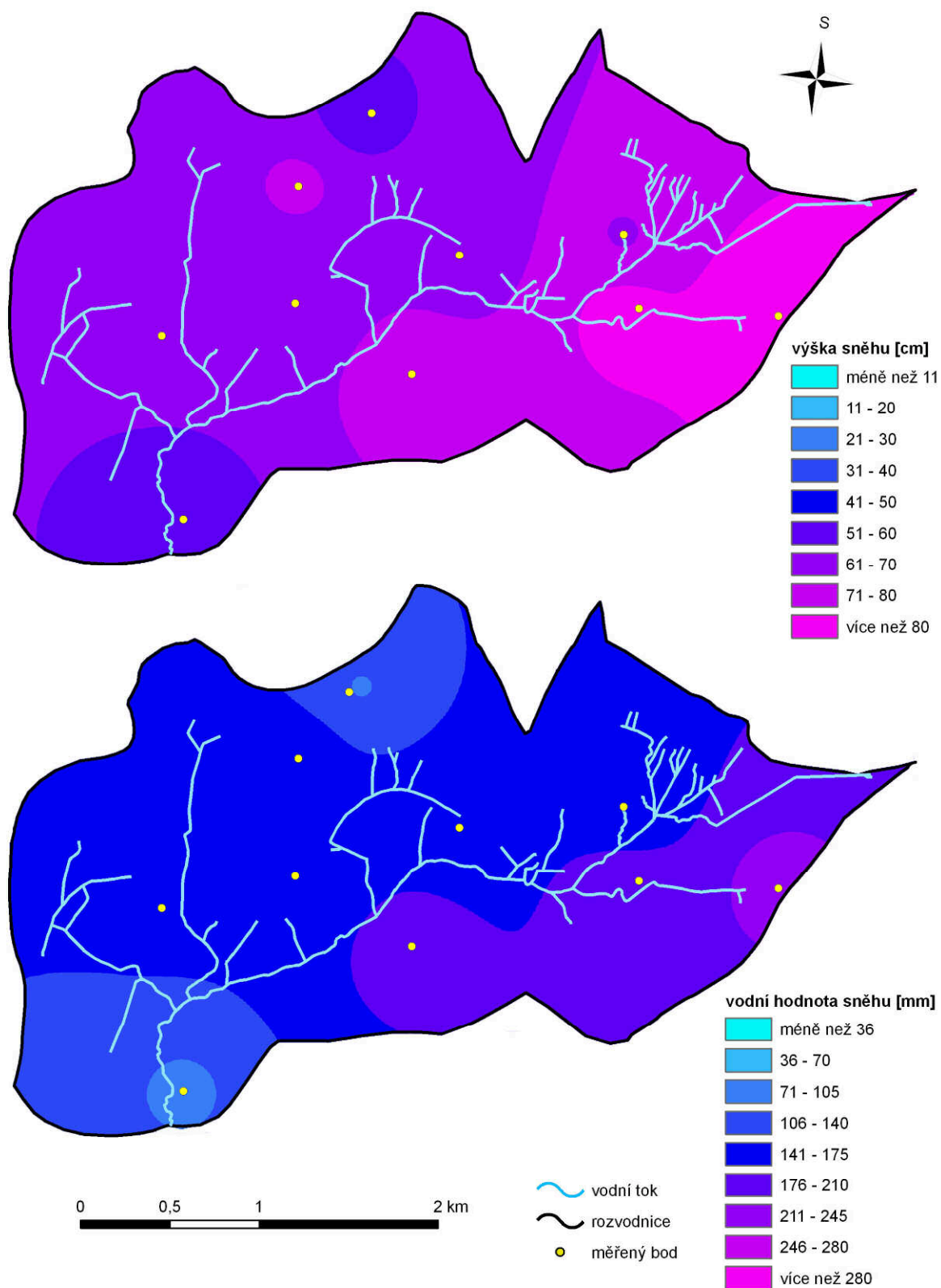
Příloha 9: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 24.3.2010

Příloha 10: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 30.3.2010

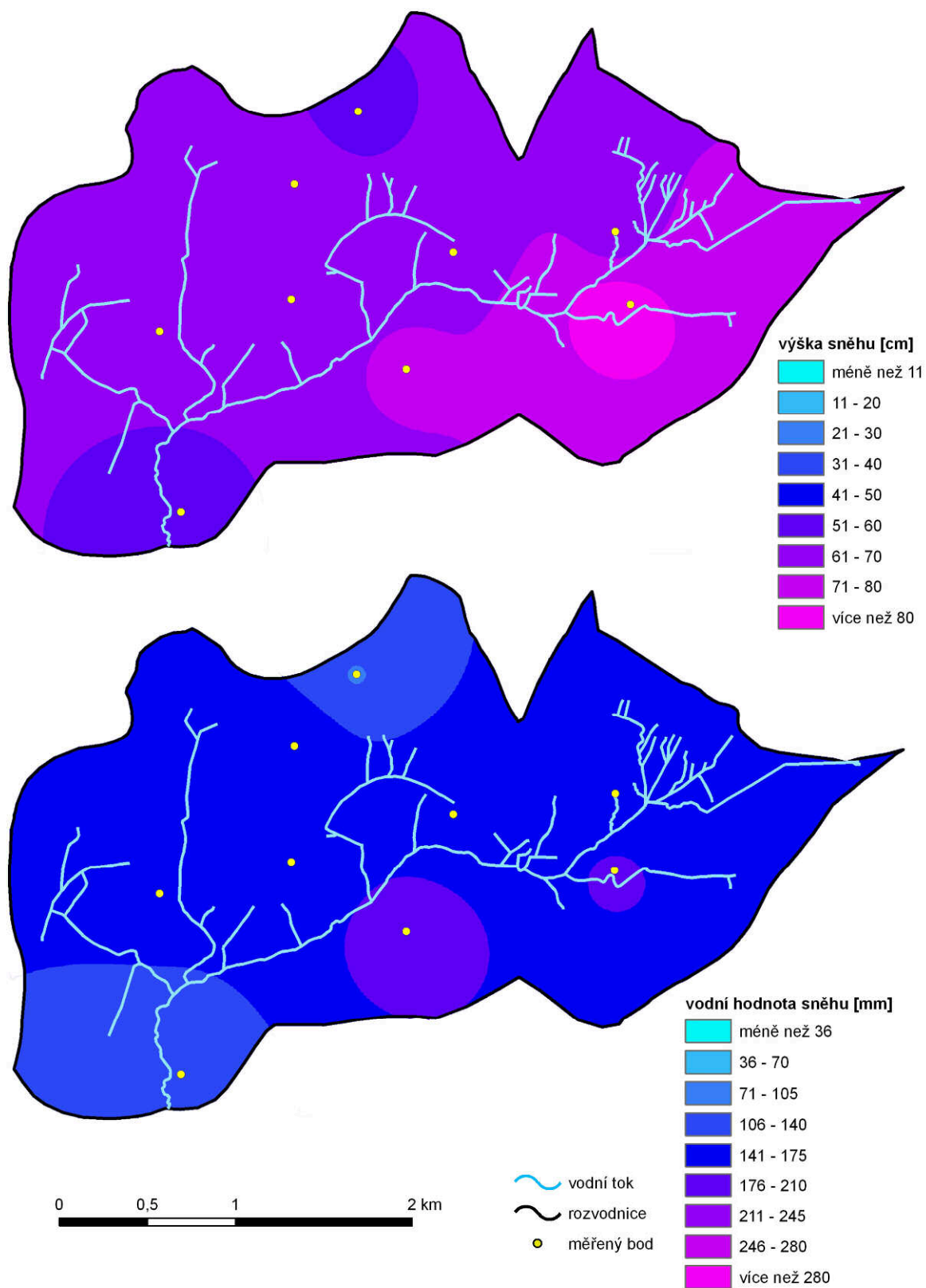
Příloha 11: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 30.3.2010

11 Přílohy

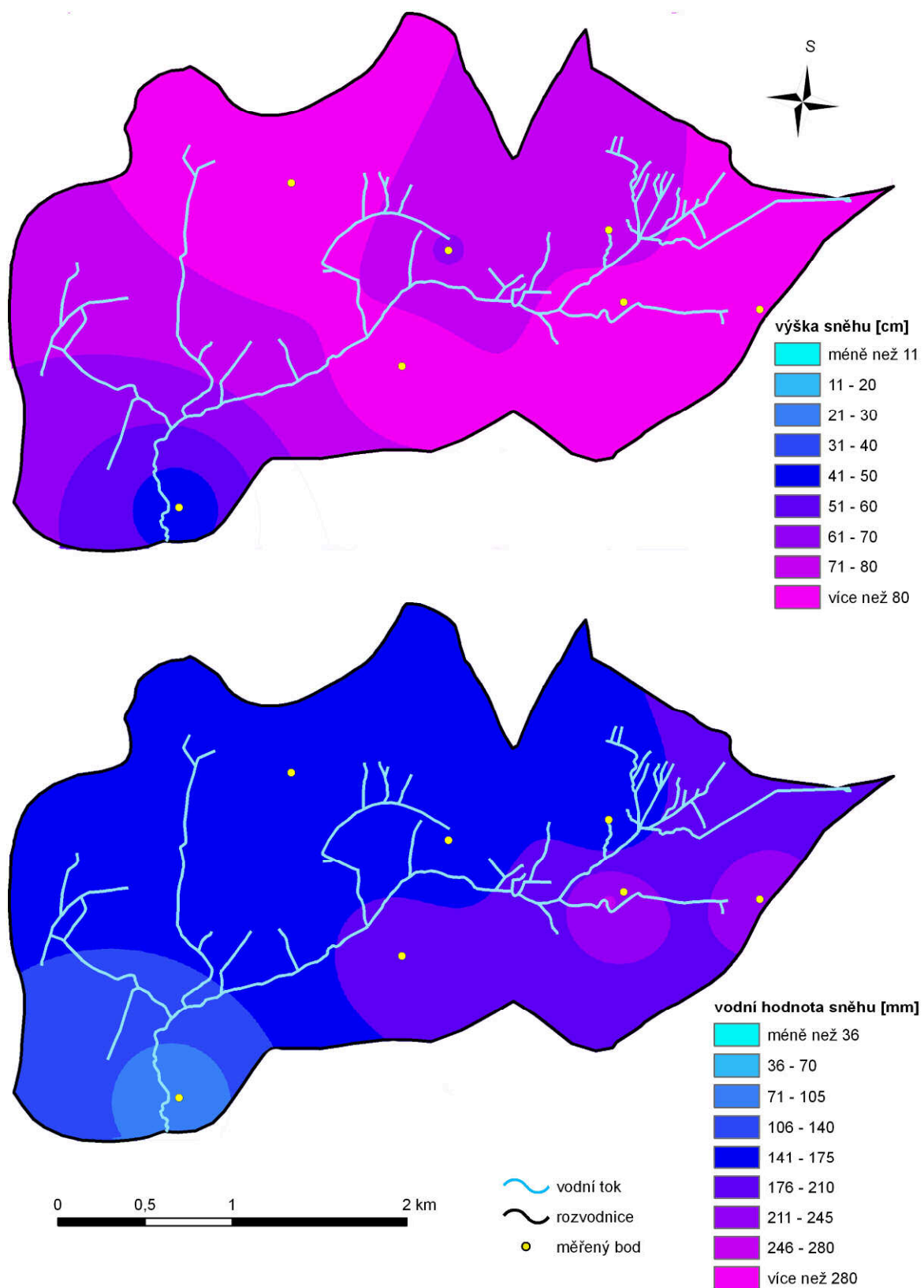
Příloha 1: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 16.2.2010



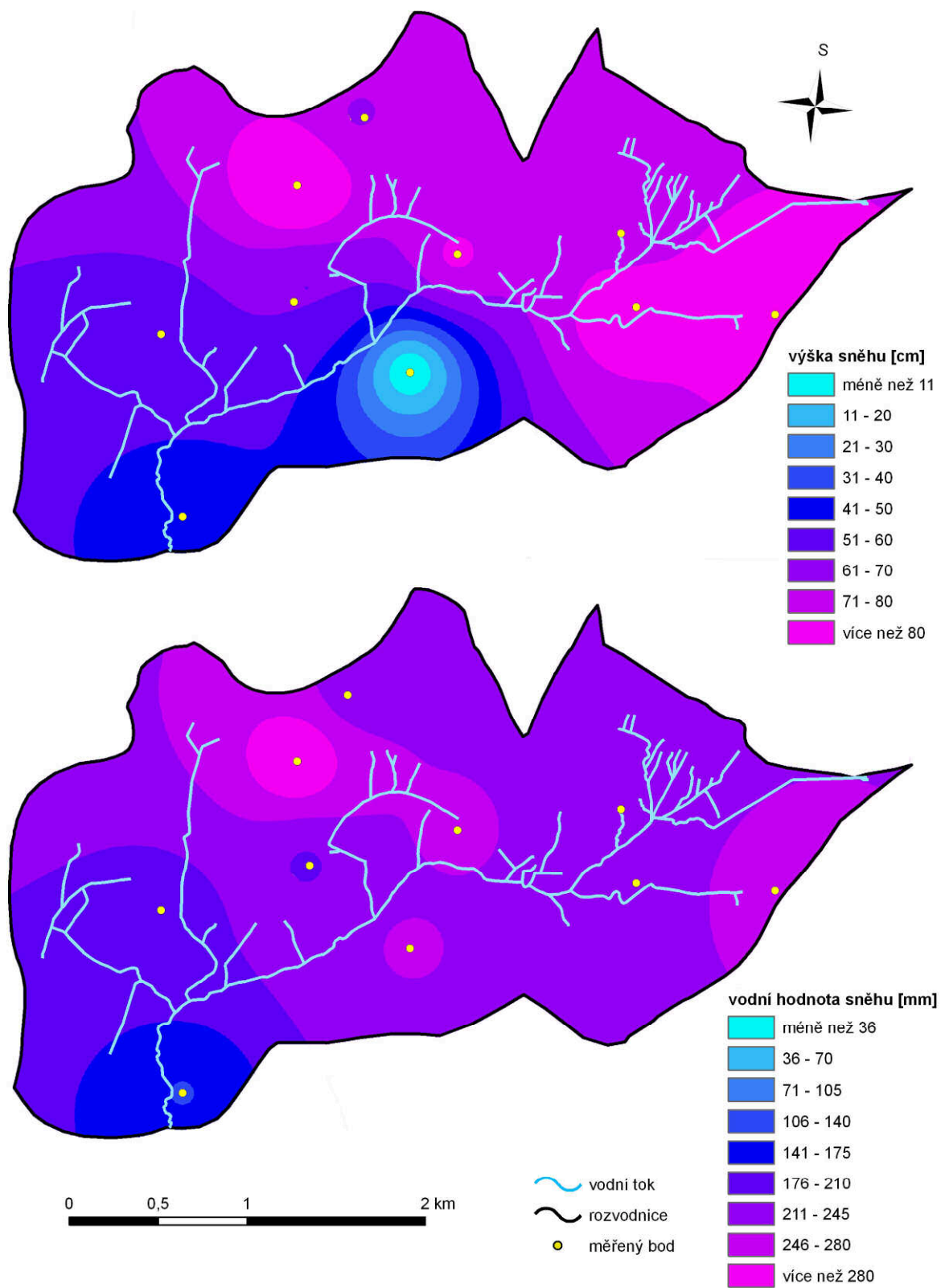
Příloha 2: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 16.2.2010



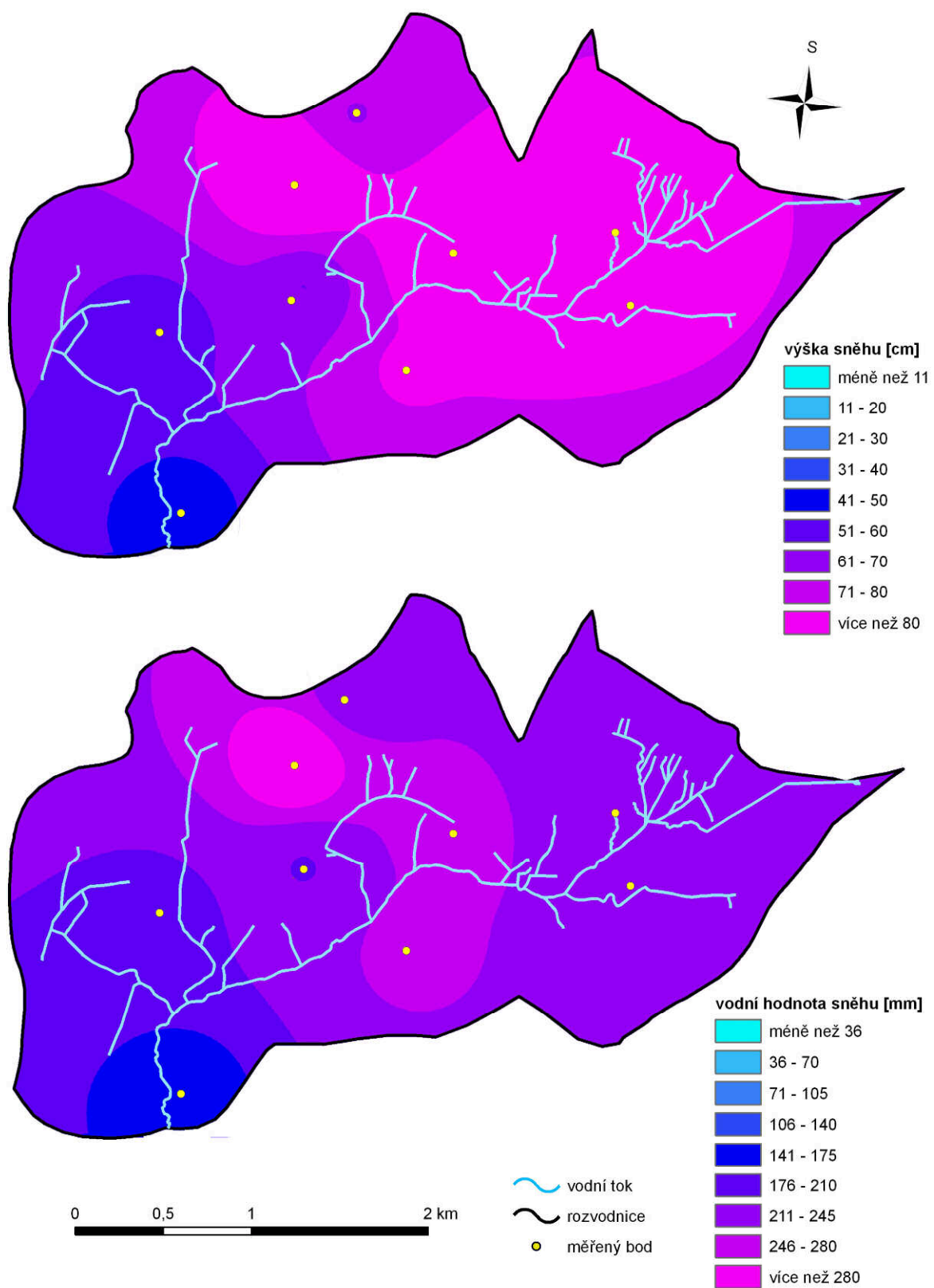
Příloha 3: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 16.2.2010



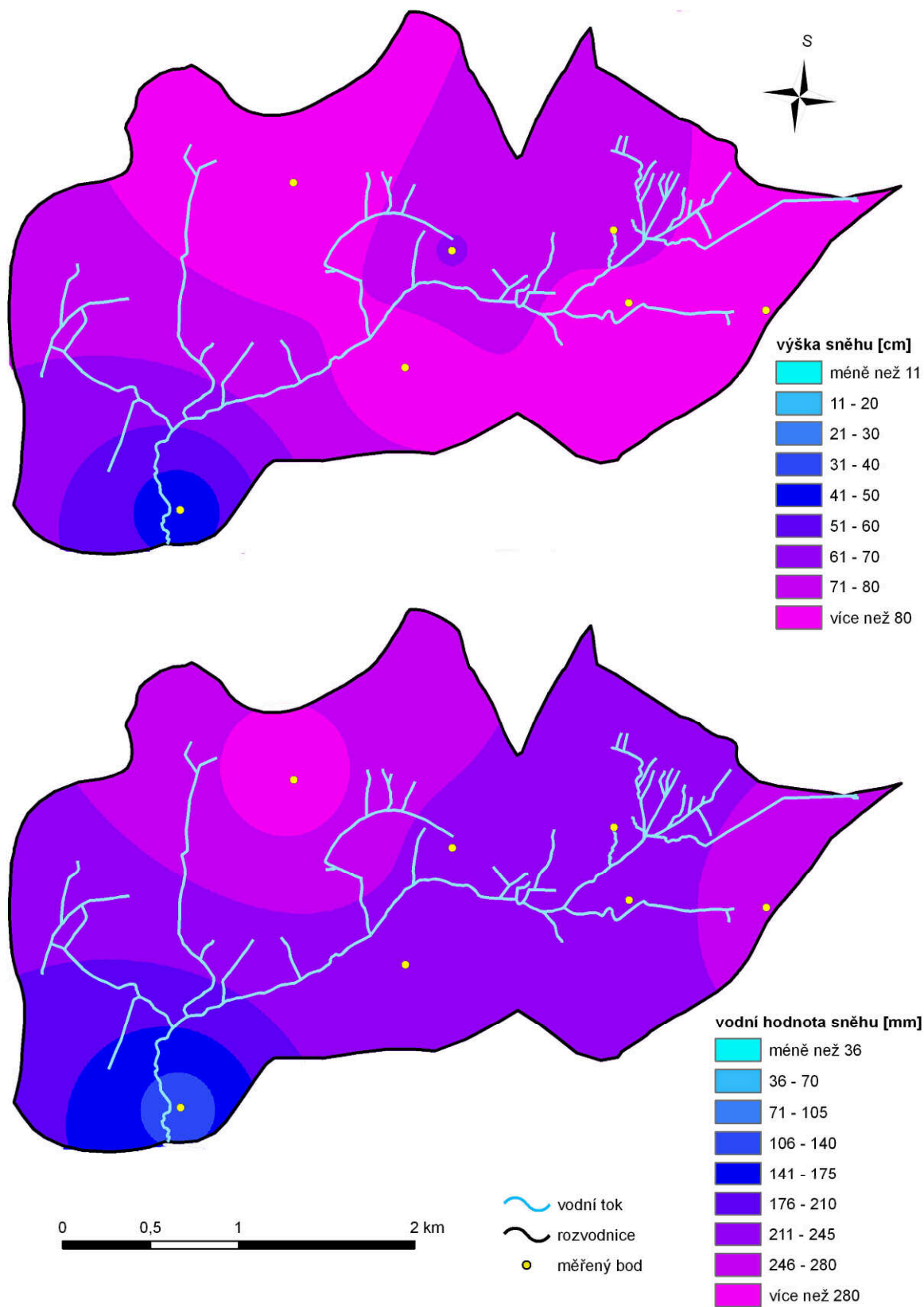
Příloha 4: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 18.3.2010



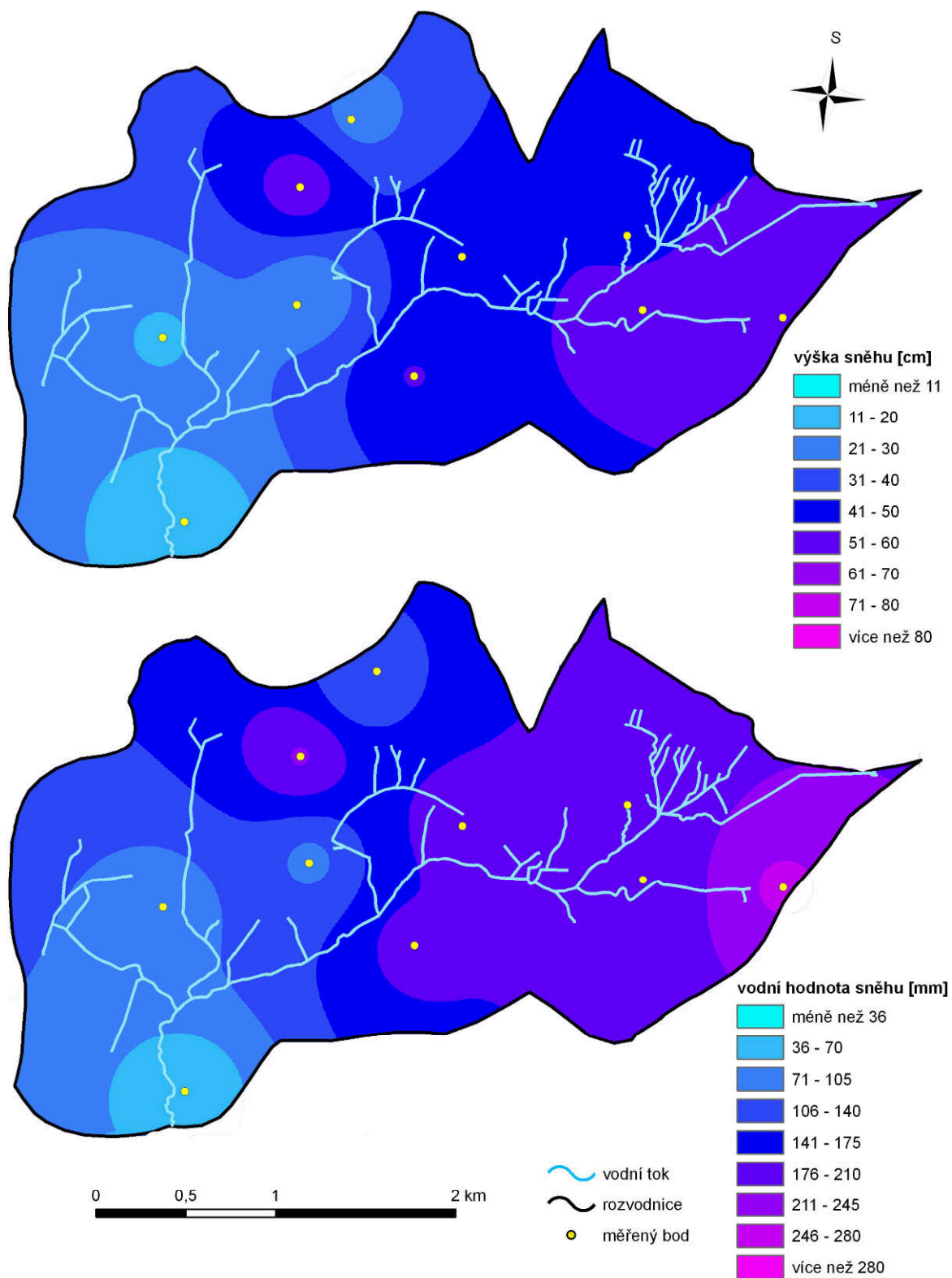
Příloha 5: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 18.3.2010



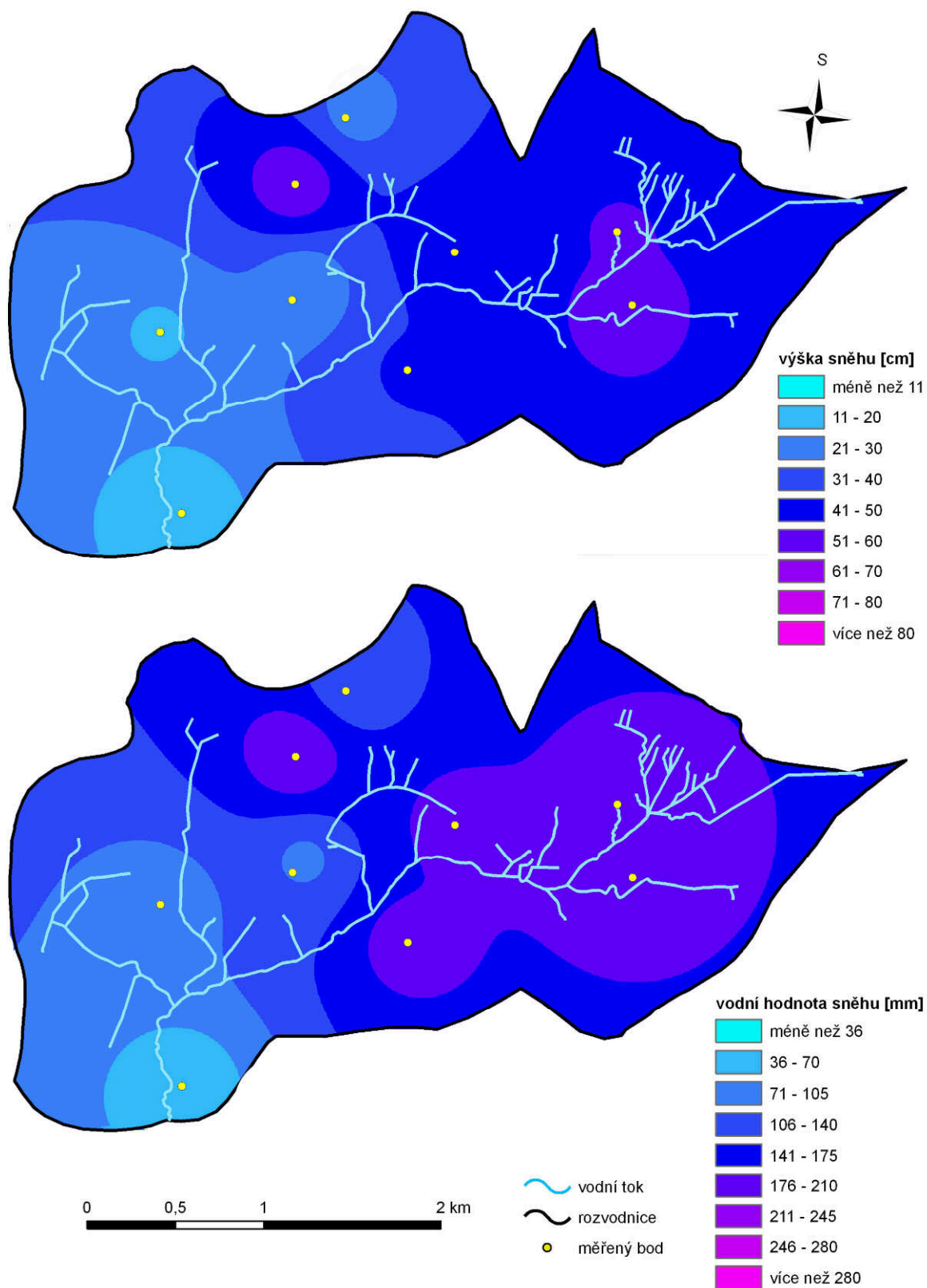
Příloha 6: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 18.3.2010



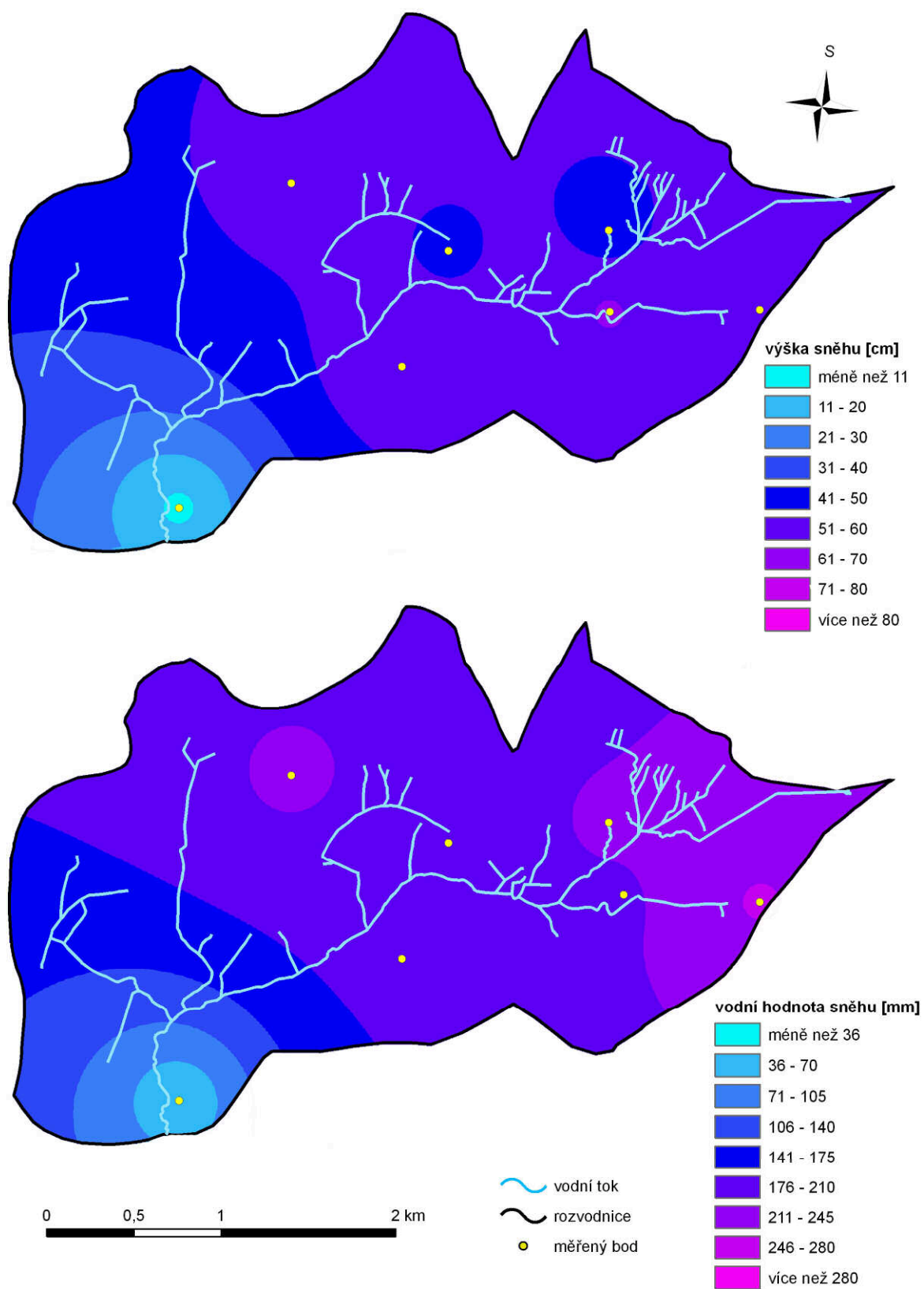
Příloha 7: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 24.3.2010



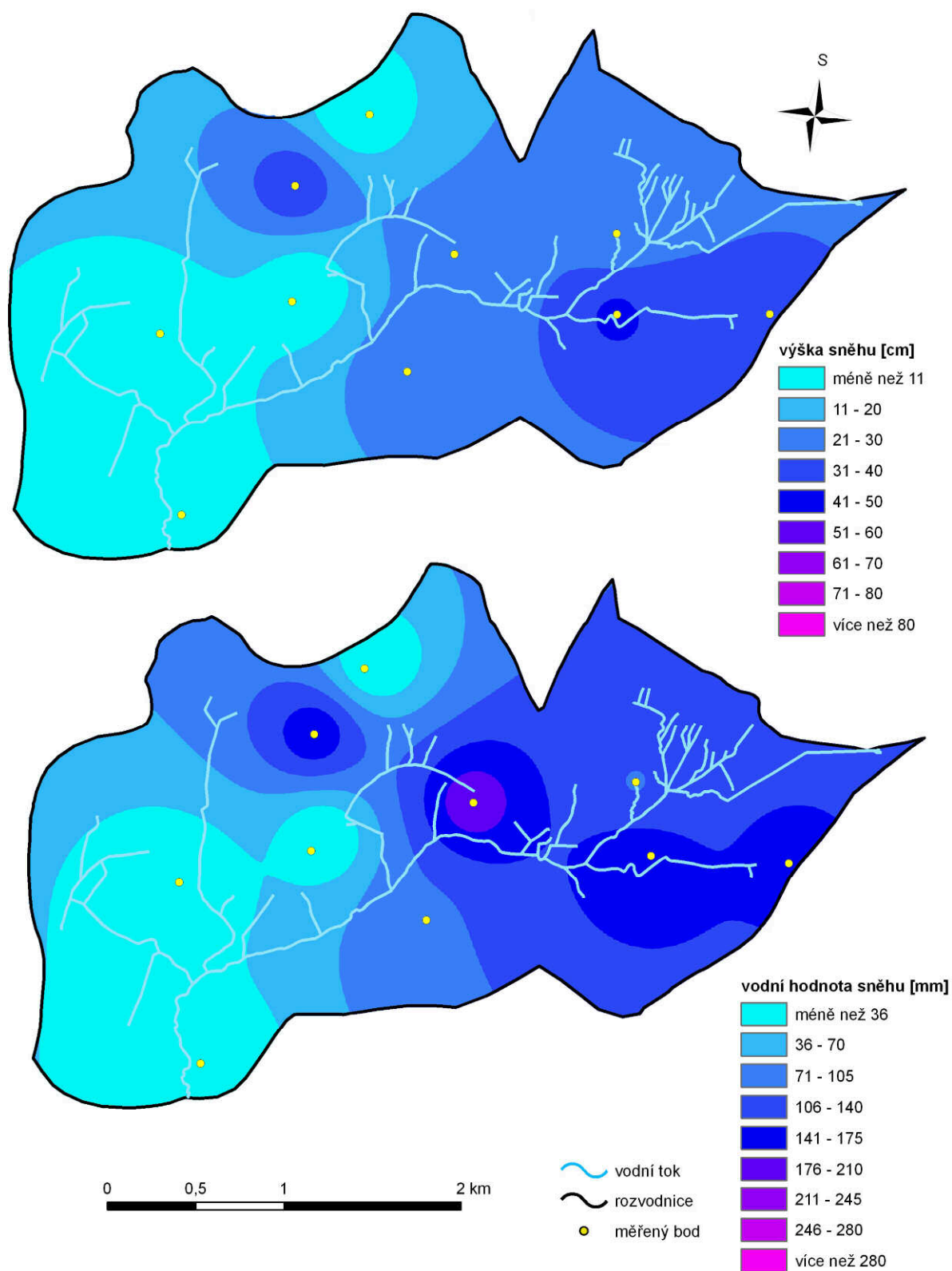
Příloha 8: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 24.3.2010



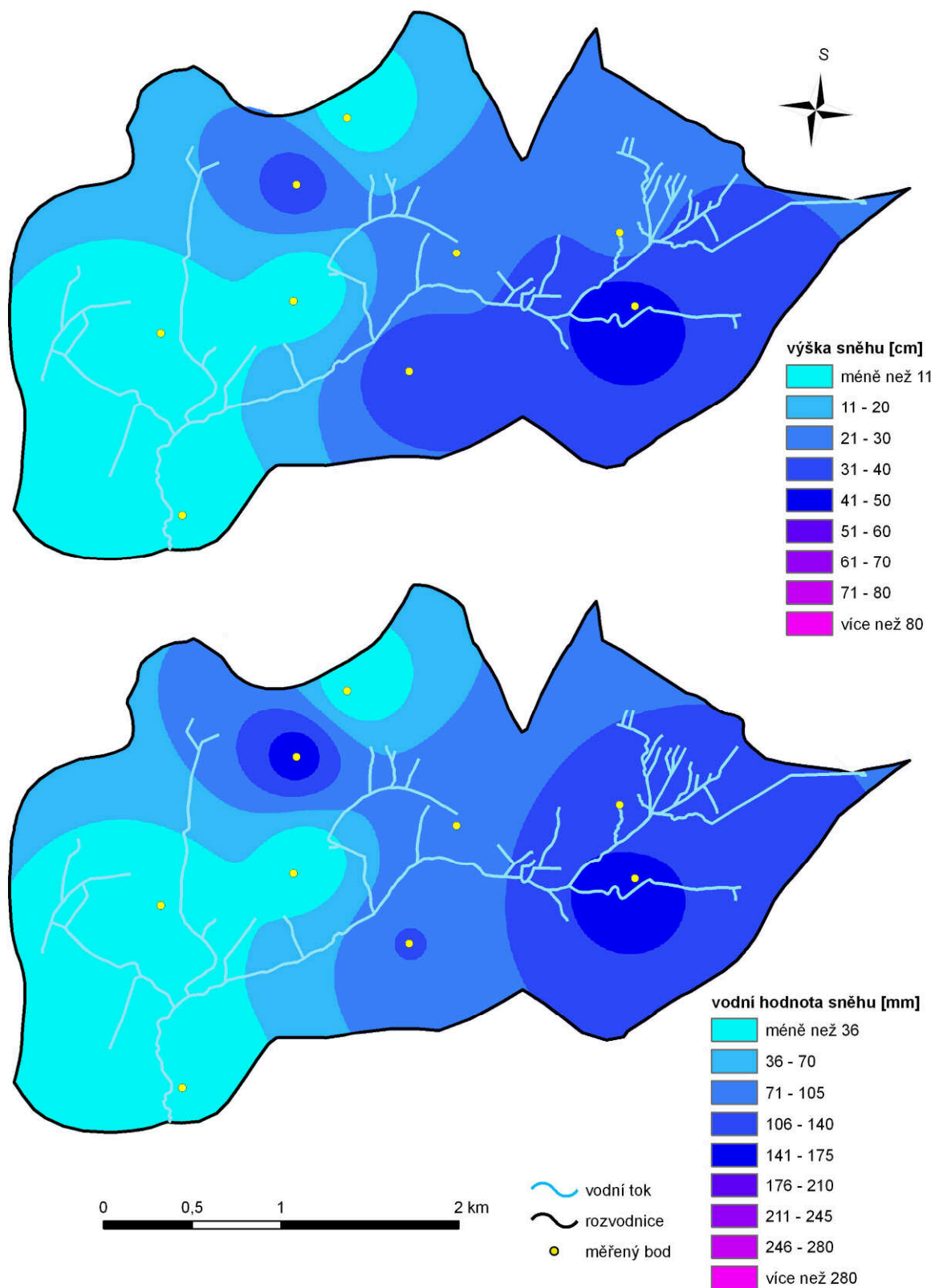
Příloha 9: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 24.3.2010



Příloha 10: Výška sněhu a vodní hodnota pro reálný pokryv v povodí horní Bystřice dne 30.3.2010



Příloha 11: Výška sněhu a vodní hodnota pro volnou plochu v povodí horní Bystřice dne 30.3.2010



Příloha 12: Výška sněhu a vodní hodnota pro les v povodí horní Bystřice dne 30.3.2010

